

T H È S E

présentée

A L'UNIVERSITÉ LOUIS PASTEUR DE STRASBOURG

pour obtenir

LE GRADE DE DOCTEUR ÈS-SCIENCES NATURELLES

par

Claude CHEVERRY

**CONTRIBUTION A L'ÉTUDE PÉDOLOGIQUE DES POLDERS DU LAC TCHAD
DYNAMIQUE DES SELS EN MILIEU CONTINENTAL SUBARIDE
DANS DES SÉDIMENTS ARGILEUX ET ORGANIQUES**

Soutenue publiquement le 19 mars 1974 devant la Commission d'Examen :

MM. G. MILLOT

Président

J. LUCAS

G. AUBERT

Y. TARDY

G. BOCQUIER

Examineurs

O.R.S.T.O.M.

PARIS

1974

CONTRIBUTION A L'ETUDE PEDOLOGIQUE DES POLDERS

DU LAC TCHAD.

DYNAMIQUE DES SELS EN MILIEU CONTINENTAL SUBARIDE, DANS DES SEDIMENTS

ARGILEUX ET ORGANIQUES.

C. CHEVERRY.

14448ex2



Président : : Professeur G. OURISSON
Vice-Présidents : : Professeur A. CHAUMONT
Professeur G. LAUSTRIAT
Secrétaire Général : G. KIEHL

**PROFESSEURS, MAITRES DE CONFERENCES, DIRECTEURS ET MAITRES DE RECHERCHE
DES U.E.R. RESPONSABLES DES DOCTORATS ES-SCIENCES**

Doyens honoraires : A. KIRRMANN – P. LACROUTE – H.J. MARESQUELLE – J.H. VIVIEN – G. MILLOT.
Professeurs honoraires : P. de BEAUCHAMP – L. BOISSELET – H. CARTAN – G. CERF – C. CHABAUTY – A. CHRETIEN – J. DENY – Ch. EHRESMANN – Mlle S. GILLET – A. HEE – R. HOCART
A. KIRRMANN – G. LEMEE – P. L'HERITIER – A. LICHNEROWICZ – A. MAILLARD
H.J. MARESQUELLE – L. NEEL – J. PARROD – Ch. SADRON – F. TERROINE – H. VILLAT – H. WEISS – Et. WOLFF – J. YVON.
Maître de Conférences honoraire : R. WEIL.

Professeurs

J.	ROTHE	Physique du Globe	P.	FEDERLIN	Chimie
P.	LACROUTE	Astronomie	J.P.	SCHWING	Chimie
J.H.	VIVIEN	Zool. et Embryol. expérimentale	M.	SIESKIND	Physique
S.	GORODETZKY	Phys. Gén. et Physique Nucléaire	G.	MONSONEGO	Physique Théorique
L.	SACKMANN	Mécanique des Fluides	C.	WIPPLER	Physicoch. des Hts Polymères industriels
M.	PEREY	Chimie Nucléaire	G.	WEILL	Physique
S.	GOLDSZTAUB	Minéralogie et Pétrographie	A.	CLAUSS	Chimie
P.	JOLY	Biologie Générale	E.	FOLLENIUS	Zoologie
H.	BENOIT	Physicochimie macromoléculaire	J.	LUCAS	Géologie
P.	CUER	Physique générale et Phys. Corp.	J.J.	THIEBOLD	Biologie animale
G.	MILLOT	Géologie et Paléontologie	G.	GLAESER	Mathématiques
R.	LECOLAZET	Physique du Globe	J.H.	WEIL	Chimie Biologique
H.	SAUCIER	Minéralogie	D.	FOATA	Mathématiques
R.	ROHMER	Chimie Minérale	H.	DANAN	Physique Atom. et Physique du Solide
A.	GAGNIEU	Botanique	X	FERNIQUE	Mathématiques
F.	STUTINSKY	Physiologie Générale	F.	GAUTIER	Physique
B.	WURTZ	Chimie Biologique	G.	SUTTER	Physique Electronique
J.	BRENET	Electrochimie	V.	AVANISSIAN	Analyse Supérieure
J.P.	EBEL	Chimie Biologique	F.	LACROUTE	Biologie Végétale
G.	OURISSON	Chimie	J.P.	EBERHART	Minéralogie
A.	COCHE	Physique Nucléaire	J.M.	LEHN	Chimie
R.	CERF	Physique Générale	Cl.	ROBERT	Physique
J.	FRENKEL	Mathématiques	F.	BECKER	Physique mathématique
A.	DELUZARCHE	Chimie	Fr.	SCHALLER	Biologie Générale
R.	ARMBRUSTER	Physique	Fr.	GAULT	Chimie organique
A.	ROCHE	Physique du Globe	M.	GOUNOT	Botanique
L.	HIRTH	Microbiologie	J.	DEHAND	Chimie Minérale
A.	FUCHS	Mécanique rationnelle	C.	GODBILLON	Mathématiques
A.	GALLMANN	Physique	J.	ROUX	Botanique
P.	MIALHE	Physiologie animale	R.	VOLTZ	Physique Théorique
D.	MAGNAC	Physique	A.	MICHARD	Géologie
M.	DAUNE	Biophysique	Y.	BOULANGER	Chimie Biologique
J.P.	ADLOFF	Chimie Nucléaire	J.J.	RIEHL	Chimie
D.	BERNARD	Méthode math. de la Physique	R.	GERARD	Mathématiques
E.	DANIEL	Physique expérimentale	M.	DAIRE	Chimie Phys. ind. et Sc. des Matériaux
P.	CHEVALLIER	Physique	G.	DUNOYER de SEGNAC	Géologie
G.	REEB	Topologie	J.P.	JOUANOLOU	Mathématiques
J.	WUCHER	Physique	Cl.	DELLACHERIE	Mathématiques
M.	BRINI	Chimie	Ph.	RICHARD	Physiologie animale
H.	DURANTON	Botanique	J.	FARAUT	Mathématiques
R.	WEISS	Chimie	J.P.	RAMIS	Mathématiques générales

Professeurs Associés

A. BANDERET (E.A.H.P.) – H. HAKEN (Phys.) – A.H.M. LEVELT (Math.) – O. LAUDAL (Math.) – R. MILNE (Microbiologie) – L.R. NARANAYAN (Chimie) – C. VIRGILI (Géologie).

Professeurs Conventionnés

V. HOENIG (Médecine), C. KIWET de JONGE (Géographie)

Maîtres de Conférences Conventionnés

J.P. BAUER (Psychologie) – P. CAHN (Psychologie) – N. KONO (Mathématiques) – A. TABOURET-KELLER (Psychologie)

Maîtres de Conférences et Chargés d'Enseignement

M.	GROSMANN	Physique
Ph.	ROPARTZ	Psycho-Physiologie
G.	SOLLADIE	Chimie Organique
P.	BENVENISTE	Physiologie végétale
D.	VIAUD	Mathématiques
R.	KIRSCH	Zoologie
J.	SOMMER	Chimie appliquée

A.	HINSCHBERGER	Chimie Physique
J.	BROSSAS	Chimie Macromoléculaire
M.	LEROY	Chimie
C.	PESKINE	Mathématiques
M.J.	SCHWING	Chimie Physique
J.Cl.	BERNIER	Chimie Générale
J.J.	FRIED	Mécanique des Fluides
J.	LEITE-LOPEZ	Physique Nucl & Corpusculaire

Maître de Conférences adjoint

J.	SITTLER	Géologie
----	---------	----------

Professeurs et Maîtres de Conférences du C.U.H.R.

P.	TAGLANG	Physique
J.P.	DONNET	Chimie Physique
R.	WEY	Chimie
J.	STREITH	Chimie
J.	MARTINET	Mathématiques
G.	SCHIFFMANN	Mathématiques
J.	FAURE	Chimie Physique
Fr.	SCHMITT	Physique

Chr.	WINTER	Physique
A.	JAEGLE	Physique
A.	KALT	Chimie Physique
R.	LUTZ	Mathématiques
J.	LAFAYE	MR Physicochimie atom. - ionique
B.	SIFFERT	MR Cristallog. et Minéralogie

Professeurs et Maîtres de Conférences des I.U.T.

Strasbourg

Ch.	TANIELLIAN	Chimie
M.	GROSS	Chimie

Mulhouse

G.	PERNY	Physique Appliquée
R.	MANQUENOUILLE	Mathématiques Appliquées
G.	METZGER	Electronique
B.	LAVILLE St-MARTIN	Physique Appliquée
R.	STEIN	Physique Electronique

Directeurs et Maîtres de Recherche

J.F.	BIELLMANN	DR	Chimie
P.	BOUVEROT	DR	Physiol. respiratoire
P.	DEJOURS	DR	Physiol. respiratoire
A.	KNIPPER	DR	Phys. nucl. et corpus.
A.	KOVACS	DR	Physicochim. macromol.
J.	MARCHAL	DR	Physicochim. macromol.
P.A.	MEYER	DR	Mathématiques
A.J.P.	MEYER	DR	Physique
J.	MEYER	DR	Botanique
C.	MIALHE	DR	Physiologie
S.	NIKITINE	DR	Physique
A.	PETROVIC	DR	Médecine
P.	REMPF	DR	Physicochim. macromol.
A.	SKOULIOS	DR	Physicochim. macromol.
R.	WEIL	DR	Minéralogie
A.	ZUCKER	DR	Physique Théorique
F.	BECK	MR	Physique nucléaire
J.P.	BECK	MR	Physiologie
M.	BONHOMME	MR	Géologie
H.	BRAUN	MR	Physique corpusculaire
S.	CANDAU	MR	Physique
M.	CHAMPAGNE	MR	Biophysique
J.P.	COFFIN	MR	Phys. nucl. et corpus.
A.	CORET	MR	Physique
M.	CROISSIAUX	MR	Physique nucléaire
M.	DARTIGUENAVE	MR	Chimie Minérale
J.	DOUBINGER	MR	Géologie
S.	EL KOMOSS	MR	Physique
J.P.	VON ELLER	MR	Géologie
J.M.	FRANCK-NEUMANN	MR	Chimie organ. biol.
E.	FRANTA	MR	Physicochimie moléculaire

J.M.	FRIEDT	MR	Physicochim. atom. - ionique
A.	FRIDMANN	MR	Physique corpusculaire
Y.	GALLOT	MR	Physicochim. macromol.
J.B.	GRUN	MR	Physique
G.	KAUFFMANN	MR	Chimie
A.	LLORET	MR	Physique corpusculaire
Th.	MULLER	MR	Physique
G.	MUNSCHY	MR	Physique
M.	NAUCIEL-BLOCH	MR	Physique des Solides
M.	PATY	MR	Physique Corpusculaire
R.	PFIRSCH	MR	Botanique
A.	PORTE	MR	Physiologie
J.	POUYET	MR	Biophysique
J.	RINGEISEN	MR	Physique
J.P.	ROTH	s/Dir. C.R.M.	Physicochim. macromol.
F.	SCHEIBLING	MR	Spectrométrie nucléaire
N.	SCHULTZ	MR	Physique nucléaire
P.	SIFFERT	MR	Phys. rayon. & Electron. nucl.
Cl.	SITTLER	MR	Géologie
Cl.	STRAZIELLE	MR	Physicochim. macromol.
M.	SUFFERT	MR	Basses Energies
Y.	TARDY	MR	Géologie
R.	VAROQUI	MR	Physicochim. macromol.
A.	VEILLARD	MR	Chimie
A.	WAKSMANN	MR	Neurochimie
G.	WALTER	MR	Phys. rayon. & Electron. nucl.
J.P.	WENIGER	MR	Zoologie
J.	WITZ	MR	Biologie Cellulaire
R.	WOLFF	MR	Chimie
R.	ZANA	MR	Physicochim. macromol.
J.P.	ZILLINGER	MR	Physique

AVANT - PROPOS.

Les travaux présentés dans ce mémoire ont été effectués de 1964 à 1971 dans la région du lac Tchad, puis de 1971 à 1974 aux laboratoires scientifiques centraux de l'ORSTOM, à Bondy. Je tiens à exprimer ma gratitude à tous ceux qui, par leur aide sur le terrain, par leurs conseils, par leur amitié, m'ont permis de mener ce travail à son terme.

- Je suis très sensible à l'honneur, et à la confiance, que Monsieur le Doyen MILLOT m'a fait, en acceptant de présider ce jury de thèse. Auparavant, il m'avait ouvert les portes de son équipe, dont l'ambiance de travail m'a rapidement séduit.

- Monsieur AUBERT, Président du Comité Technique de Pédologie de l'ORSTOM, m'a appris ce métier de pédologue. Pendant l'élaboration de ce manuscrit, ses critiques, ses conseils longs et patients, m'ont été d'autant plus précieux qu'ils s'appuyaient sur sa vaste expérience des sols salés dans le monde.

- Monsieur BOCQUIER a guidé mes premiers pas de pédologue en Afrique. C'est lui qui m'a orienté sur le sujet traité ici. Depuis lors, nos discussions fréquentes ont toujours été pour moi une source d'idées constructives. Je lui dois toute mon admiration pour la façon dont il nous a communiqué sa passion pour la pédologie.

- Monsieur TARDY m'a fait découvrir un monde nouveau pour moi, celui de la géochimie. Je le remercie d'avoir été un correcteur à la fois aussi exigeant et amical, prêt à approfondir avec enthousiasme chaque nouveau problème mis en évidence.

J'exprime ma vive gratitude à M. le Professeur CAMUS, Directeur Général de l'ORSTOM, pour m'avoir permis en demeurant en France de compléter et de terminer mon programme de travail.

Mes pensées vont également à M. le Professeur FAURE, qui est mon Directeur Scientifique et le responsable de l'opération multidisciplinaire "Cuvette Tchadienne". Je dois beaucoup à la confrontation des méthodes,

des résultats avec mes camarades de cette équipe basée au Centre ORSTOM de Fort-Lamy (N'djamena), en particulier : J.P. CARMOUZE, B. DUPONT, J. LEMOALLE, G. MAGLIONE, M.A. ROCHE, M. et S. SERVANT, J.F. VIZIER ; je dois beaucoup également à l'amitié de P. AUDRY, Directeur de ce Centre après G. BOCQUIER, qui a su garder à cette équipe un style dynamique, ouvert, et lui donner des moyens de travail.

Ce travail fut d'abord un long travail de terrain, où la collaboration de MM. FROMAGET et SAYOL, la précision de leurs observations et de leurs mesures, leurs initiatives, furent déterminantes. Je me garderai d'oublier toute l'aide que m'ont apportée les collaborateurs tchadiens, et le concours efficace que j'ai toujours trouvé dans la région du lac auprès de MM. les Préfets et de leur administration, et auprès de la Société de Développement du lac Tchad.

Les deux ans et demi passés en France pour compléter mon travail furent pour moi l'occasion de nouer de nombreux contacts avec des chercheurs de l'Université ou du CNRS. J'ai ainsi bénéficié de possibilités nouvelles d'investigation. Je citerai en particulier Monsieur le Professeur DUPUIS, et Madame DUPUIS, de Poitiers, Monsieur J.C. FONTES, de Paris VI, Monsieur CHANTRET, du C.E.A., Messieurs les Professeurs LENEUF de Dijon et TRICHET, d'Orléans, et, bien entendu, l'équipe de l'Institut de Géologie de Strasbourg (H. PAQUET, F. WEBER).

Ces aides extérieures ne sauraient me faire oublier les nombreux résultats obtenus dans les laboratoires de l'ORSTOM, d'abord à Fort-Lamy (N'djaména) par MM. CHANUT, BLANC, DURRAS et leurs collaborateurs, puis à Bondy, grâce aux équipes de MM. DABIN, PINTA et COMBEAU. Ces résultats constituent la base analytique de mon travail.

Je remercie enfin le Service Central de Documentation, qui s'est chargé de la mise au point du manuscrit, et plus particulièrement Mesdames BEN CHAIEB (dessins) et MASCRET (présentation dactylographique). Que les nombreuses personnes qui m'ont aidé à Bondy, qu'il s'agisse des chercheurs, des techniciens de laboratoire, des documentalistes, des personnes de l'imprimerie, des "administratifs" m'excusent de ne pas les citer toutes nommément. L'excellente ambiance de ce laboratoire, le soutien que m'ont apporté ses directeurs (MM. SEGALIN puis MOUCHET) m'ont grandement facilité la tâche.

SOMMAIRE.

Avant-Propos.	
Sommaire.	
Introduction.	1
 Première Partie : LES POLDERS ET L'HERITAGE SEDIMENTAIRE.	 5
Chapitre I : Le milieu naturel des polders	7
Chapitre II : Les facteurs lithologiques : l'héritage sédimentaire.	25
Chapitre III : La modification du régime des eaux lors de la création du polder	37
 Deuxième Partie : L'EXPOSE PEDOLOGIQUE DES FAITS.	 51
Chapitre IV : La première phase de la pédogénèse : la différencia- tion de sols avec une accumulation superficielle de carbonate de sodium	53
Chapitre V : La deuxième phase de la pédogénèse : le relais en surface du sol des accumulations de sels alcalins (Na_2CO_3) par des sels neutres (Na_2SO_4 , CaSO_4).....	69
Chapitre VI : La différenciation des sols par la voie "saline neutre" en relation avec la baisse du niveau de la nappe	83
Chapitre VII : La différenciation des sols par la voie "alcaline". Evolution en cas de baisse du niveau de la nappe ...	117
 Troisième Partie : L'ETUDE GEOCHIMIQUE ET LES INTERPRE- TATIONS GENERALES .	 153
Chapitre VIII : Géochimie organique	155
Chapitre IX : Géochimie minérale	183
Chapitre X : Interprétations générales	213
Conclusions Générales	239
Bibliographie	247
Annexes	263

INTRODUCTION.

La création de "polders" constitue pour le pédologue une occasion à saisir. Elle lui permet en effet de suivre de façon presque continue les stades de la transformation d'un sédiment en sol, avec ses aspects pédologiques et géochimiques.

Les polders étudiés ici ont été gagnés par l'homme sur le lac Tchad, qui se situe au centre de l'un des plus vastes bassins sédimentaires du continent africain (Fig. n° 1). L'homme a bénéficié dans son entreprise du tracé très dentelé des rives du lac (Fig. n° 2), qui a facilité l'isolement de certains bras de ce lac, et leur assèchement. De nombreux polders de petite taille (3 à 10 Km²) ont ainsi été créés. Les plus anciens ont cinquante ans. Il s'en crée de nouveaux presque chaque année.

Par la jeunesse et l'origine alluviale des sols considérés, l'étude présente est à rapprocher des travaux précédemment consacrés aux polders hollandais (bibliographie dans PONS et al. 1965) ou aux sols des mangroves des littoraux tropicaux et équatoriaux (VAN BEERS, 1962 ; MOORMAN, 1963 ; VIEILLEFON, 1969, 1974). Elle en diffère par un ou plusieurs des points suivants :

- le climat des bords du lac Tchad est subaride, avec des températures élevées et une évaporation très forte. Les transformations du sédiment après l'exondation sont donc rapides, de même que les phénomènes d'accumulation de sels liés à la concentration des eaux.

- les sels susceptibles de s'accumuler au fond de ce bassin continental sont principalement, du point de vue des anions, des bicarbonates, ou carbonates, et des sulfates. Les chlorures sont en revanche peu représentés.

- les sédiments lacustres originels sont riches en une matière organique bien incorporée au sédiment argileux.

L'objectif pédologique.

Après l'exondation, une nappe phréatique se maintient à faible profondeur et alimente des remontées capillaires. Il est donc apparu nécessaire d'analyser les divers modes d'échanges, d'interactions entre :

- une phase aqueuse : les eaux plus ou moins minéralisées du lac Tchad, puis de la nappe phréatique.

- une phase solide : le sédiment argileux et organique qui se différencie en sol par suite de l'assèchement et de la colonisation par une végétation.

- une phase gazeuse : l'atmosphère du sol (le gaz CO_2 en particulier).

C'est sur ce premier point qu'a porté l'effort méthodologique. L'objectif plus général est de caractériser les différents types de sols salés observés (sols à Na_2CO_3 , sols à Na_2SO_4 , sols à CaSO_4 , $2\text{H}_2\text{O}$...) et de comprendre leur genèse. Deux éléments constituaient des atouts favorables au départ de cette étude :

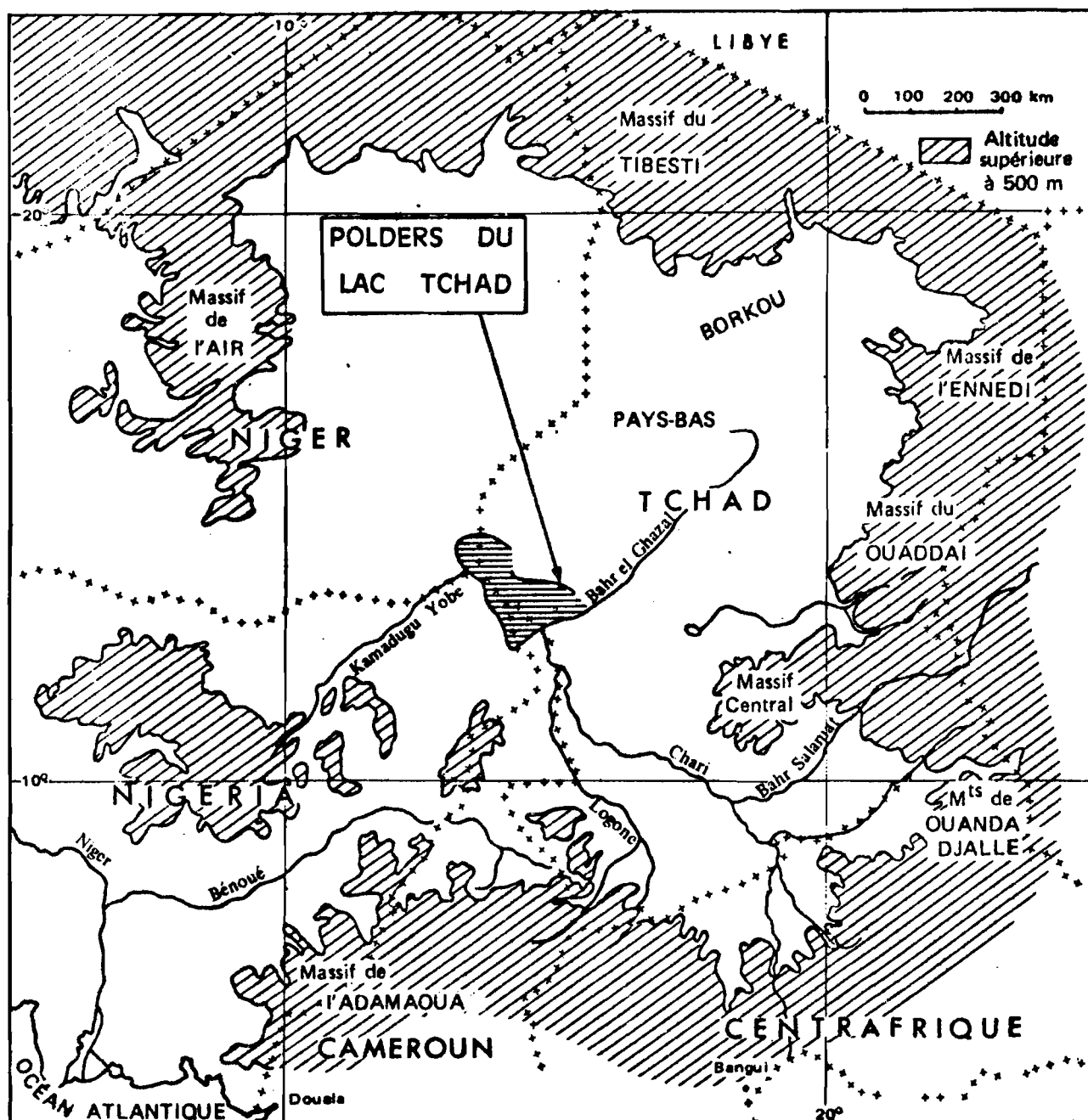
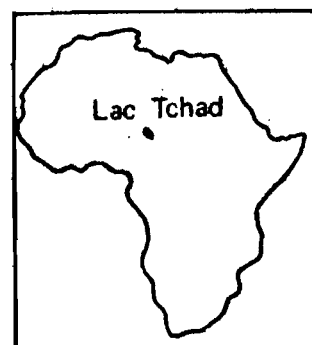
- . Certains des polders que j'ai étudiés de 1964 à 1971 avaient déjà été suivis depuis leur création en 1952 par les pédologues de l'ORSTOM qui m'ont précédé sur le terrain. Je disposais donc sur ces quelques polders de données couvrant une période de près de vingt ans. Cet apport précieux des travaux de GUICHARD, BOUTEYRE, LEPOUTRE (1959), de PIAS et BARBERY (1960, 1961, 1964) a été intégré aux résultats synthétisés ici.

- . Les études sur les sols salés, notamment sur ceux à Na_2CO_3 , ont déjà fait l'objet de nombreux travaux dans le monde, depuis HILGARD (1892), GEDROIZ (1912, 1928), SIGMOND (1924), jusqu'aux travaux plus récents de KELLEY (1951, 1962), ANTIPOV-KARATAEV (1953), KOVDA (1937, 1954, 1965, 1969), BAZILEVICH (1965), SZABOLCS (1969). Les leçons de ces études, la "géochimie des déserts" qui s'en dégage, ont servi de base à un certain nombre de raisonnements présentés ici. Pourtant, certains aspects de la genèse de ces sols, le rôle de la nappe en particulier, sont encore controversés. Par la méthodologie employée, cette étude vise à éclairer certains de ces aspects, et en particulier le rôle de la matière organique sur la dynamique des sels dans les sols.

L'objectif géochimique.

La géochimie des évaporites des milieux continentaux est moins connue, notamment du point de vue thermodynamique, que celle des évaporites d'origine marine. Cette lacune vient d'être comblée, en ce qui concerne la cuvette tchadienne, par l'étude détaillée de MAGLIONE (1974).

Fig. 1 - Cartes de situation (d'après PIAS, 1970)



Les polders constituent eux-mêmes des bassins évaporatoires, mais les concentrations salines n'y atteignent jamais les valeurs très élevées observées dans les bassins plus anciens de l'intérieur des terres. C'est pourquoi l'objectif géochimique de cette étude vise deux points particuliers :

- mettre en évidence le rôle original de l'organisation morphologique des sols sur l'itinéraire géochimique d'un certain nombre d'éléments (Ca, Mg, Na, K, Si, C, S) lors des premières phases de l'accumulation saline.

- mettre en évidence les divers modes d'intervention d'une matière organique d'origine sédimentaire sur des mécanismes de géochimie minérale.

L'extension dans l'espace et dans le temps des résultats obtenus dans les polders.

Les polders du lac sont des objets scientifiques de petite taille, qui doivent être replacés dans le contexte plus vaste de la cuvette tchadienne et de son histoire récente. Ceci n'a été possible que parce que l'étude des polders a constitué un des maillons d'une étude multidisciplinaire (géologues, hydrologues, chimistes des eaux, pédologues), travaillant sur la dynamique actuelle de la matière au fond de la cuvette tchadienne (fleuves Chari et Logone et leurs bassins versants, lac Tchad, polders, dépressions à l'intérieur des terres). Certains résultats de cette équipe viennent d'être illustrés par les publications synthétiques de ROCHE (1973), sur le traçage salin^{et}/isotopique des eaux du système hydrologique du lac Tchad, de MAGLIONE (1974) déjà cité, et de SERVANT (1973) sur l'évolution du bassin du Tchad au Cénozoïque supérieur. Les résultats présents les complètent et viennent s'intégrer à la masse commune de données, d'interprétations qui permettent peu à peu de dégager un "modèle" de fonctionnement d'un grand bassin continental endoréique.

Le plan de l'étude et la démarche suivie.

L'étude comprend trois parties :

La première partie est consacrée à la présentation du milieu naturel, à la caractérisation de l'héritage sédimentaire, et à l'étude de la modification du régime des eaux lors de la création des polders.

La deuxième partie est consacrée à l'exposé pédologique des faits. La démarche est alors naturaliste et historique : les étapes de la transformation des sédiments et de la genèse des divers types de sols sont décrites dans l'ordre chronologique.

La troisième partie est plus géochimique. Certains des problèmes posés par l'étude pédologique sont approfondis en faisant appel à des techniques particulières (spectrométrie infra-rouge, isotopes stables, étude de la répartition des ions simples et des paires d'ions dans les eaux à l'aide d'un programme de calcul, étude thermodynamique de transformations d'argiles).

Des interprétations générales sont alors proposées.

Remarque.

Quoiqu'apparemment oublié dans cette présentation, l'objectif agronomique est toujours resté au premier plan de mes préoccupations. Dans cette région sahélienne si sensible aux phases périodiques de sécheresse, les polders pourraient constituer des oasis de production agricole intense, et permanente. Mais ceci suppose que l'on maîtrise le problème de la salure. Je souhaite que cette étude aide les responsables de la mise en valeur de cette région dans ce domaine.

.

Première Partie :

LES POLDERS ET L'HERITAGE SEDIMENTAIRE.

CHAPITRE I . LE MILIEU NATUREL DES POLDERS.

I. LE CADRE GEOGRAPHIQUE :

LE LAC TCHAD, LES POLDERS ET LES OUADIS.

" Située au centre de l'Afrique, la cuvette tchadienne est le domaine de formations sédimentaires du Tertiaire et du Quaternaire, avec dans ces dernières une dominance de sables et d'argiles " (PIAS, 1970). Dans la région du lac Tchad la puissance des dépôts continentaux reposant sur le socle cristallin est supérieure à 200 m (BARBEAU, 1959 ; SCHNEIDER, 1967 ; sondages FAO cités par SERVANT, 1973).

Cette cuvette n'a pas d'exutoire permanent vers l'océan. Les eaux du système hydrographique sont rassemblées par le lac Tchad. Ce lac est peu profond, deux à six mètres, et sa superficie est variable suivant les conditions de son alimentation. Cette dernière dépend pour 95 % des apports de deux fleuves venant du Sud : le Logone et le Chari (BOUCHARDEAU et al. 1957). Le lac Tchad ne constitue pourtant pas le point topographiquement le plus bas de ce système endoréique. Il est séparé des " Pays Bas " proprement dits, à quatre cents kilomètres au Nord-Est, par un erg formé de cordons dunaires orientés Nord-Ouest/Sud-Est et façonnés par un vent venant du Sahara : l'harmattan. L'erg est entaillé par une vallée fossile, le Bahr El Gazal, qui était encore en partie fonctionnelle vers le XVIIIème siècle (TILHO, 1925).

Les polders, objets principaux de cette étude, sont localisés autour de la ville de Bol (13° 28' N., 14° 43' E.), sur la rive nord-est du lac (Fig. n° 2), là où les cordons dunaires s'ennoient sous les eaux du lac. Ce modelé très découpé des rives est lié à l'histoire de la région lors du quaternaire récent : à des périodes arides de formation et de remodelage de l'erg succédaient des phases pluviales pendant lesquelles le lac envahissait les interdunes, des matériaux fins venant alors se déposer dans ces bras. Les polders sont des bras du lac, d'une superficie de dix kilomètres carrés environ, isolés par l'homme grâce à l'édification de barrages. Dans l'alignement de ces polders, mais un peu à l'intérieur des terres, on note la présen-

ce de chapelets d'autres dépressions interdunaires, qualifiées localement d'ouadis. Les sols et les dépôts de ces ouadis constituent des témoins de l'évolution à plus long terme des sols argileux ou argilo-limoneux des bas-fonds du modelé régional. Ces ouadis furent en effet isolés du lac au quaternaire récent, lors d'une phase de retrait des eaux.

A l'échelle de la cuvette tchadienne, polders et ouadis apparaissent donc comme deux des termes aval d'un vaste système endoréique continental, qui évolue encore par une dynamique superficielle de la matière. Les bassins versants du Logone et du Chari constituent la partie amont, les fleuves et le lac Tchad les zones de transit de ce système. Son axe géographique actuel correspond à la fois à un gradient topographique : migration de l'amont vers l'aval, et à un gradient climatique : migrations des zones humides vers des zones de concentration et d'accumulation sous l'effet d'un climat fortement évaporant. (CARMOUZE et al. 1972).

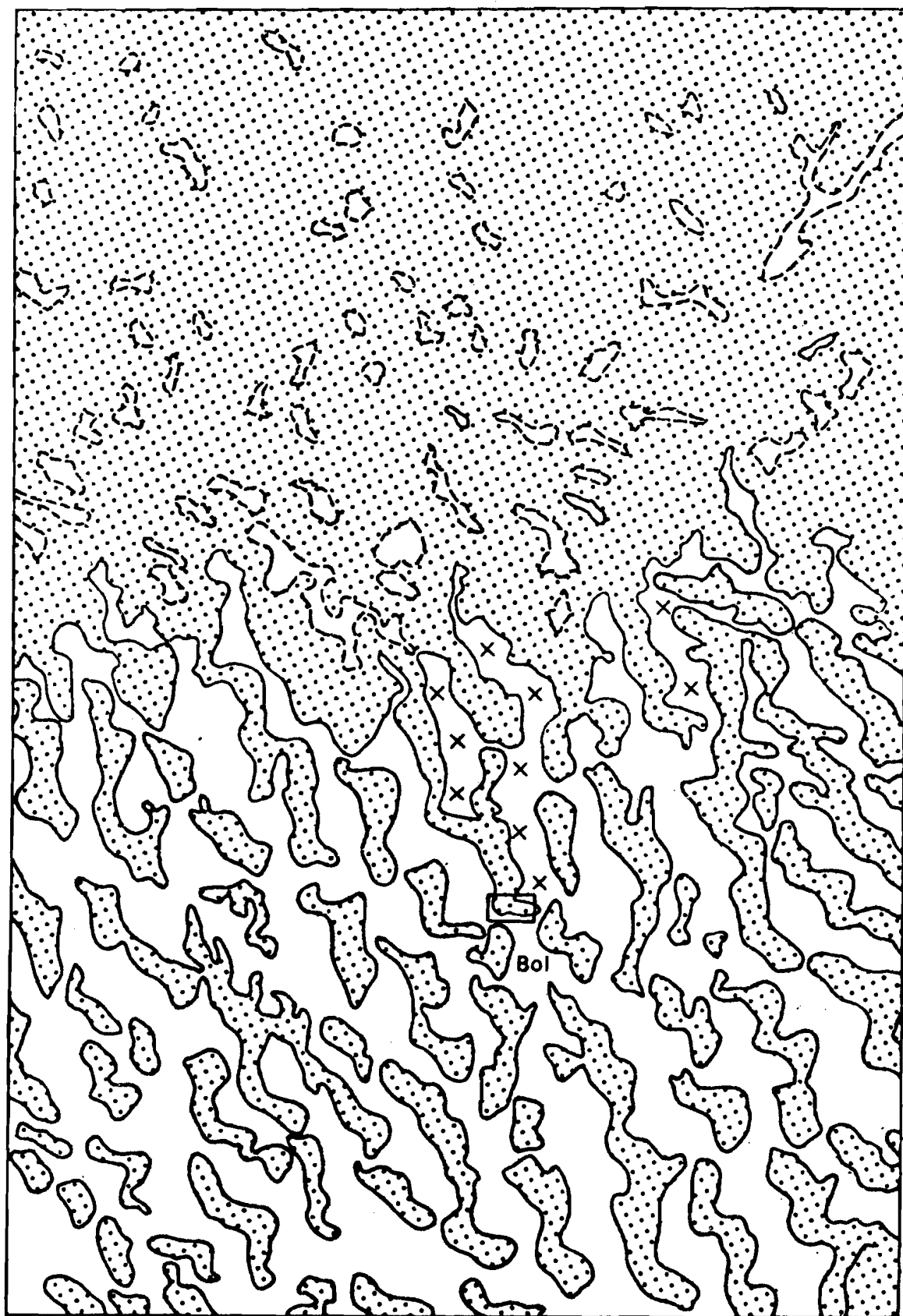
II. LE CADRE CLIMATIQUE :

LE CLIMAT SUBARIDE REGIONAL.

Seules seront présentées en introduction quelques données globales caractérisant ce climat sub-aride, "sahélo-saharien" selon la classification d'AUBREVILLE (1950). La température moyenne annuelle est élevée : 28° C. La pluviosité, de l'ordre de 300 mm, est concentrée sur les trois mois de Juillet, Août, Septembre. La région des polders est en effet soumise au phénomène de la mousson, c'est-à-dire l'arrivée chaque année d'une masse d'air humide venant du Sud-Ouest et dont la limite est appelée le front intertropical, ou FIT. Pendant la saison sèche, prolongée, ensoleillée, pratiquement sans pluie, le FIT est au Sud de la région et l'harmattan souffle du Nord-Est.

Dans le contexte de l'étude, l'évaporation s'avère le phénomène climatique régional le plus important : les pertes du lac Tchad par évaporation correspondent chaque année à une lame d'eau de 2,20 m (TOUCHEBEUF DE LUSSIGNY, 1969).

L'évaporation s'exerce en outre plus particulièrement sur :



 Lac Tchad
 Massif dunaire


 Oadis
 x x Bras du lac transformés
 en polders

Fig. 2 - Aspect très découpé des rives nord-est du lac Tchad
 Echelle : 1/200 000

- les lames d'eau de submersion emprisonnées dans les polders après la fermeture des barrages.
- l'eau gorgeant les vases lacustres lorsqu'elles viennent d'être exondées.
- les sols humides alimentés en eau par des phénomènes de remontée capillaire.

L'évaporation en Afrique centrale est désormais mieux connue grâce à de nouvelles mesures et conclusions, comme celles de RIOU (1972). Le réseau de mesures de cet auteur comprenait notamment une station météorologique installée dans le polder de Bol. Nous lui emprunterons donc, au cours de ce travail, certaines données et interprétations particulières. Dans l'immédiat, nous mentionnons simplement le résultat global concernant l'évapotranspiration potentielle (E.T.P.). Celle-ci, mesurée sur un polder par le dispositif de THORNWHAITE (1948), est de 2150 mm (moyenne 1965-1970), donc supérieure à la pluviosité, et ceci même en considérant séparément l'ensemble des mois pluvieux de Juillet, Août et Septembre. Mais l'E.T.P. ne constitue qu'une valeur de référence supposant que le sol dispose en permanence d'une réserve d'eau importante. Ce n'est pas toujours le cas dans les polders étudiés, même lorsque la nappe est peu profonde. C'est l'évapotranspiration réelle qu'il s'agira d'estimer.

III. LES DONNEES GEOLOGIQUES :

LA SEQUENCE DES SEDIMENTS RECENTS.

Les principales formations sédimentaires de cette bordure du lac Tchad ont été reconnues par BARBEAU (1957) et PIAS (1970). Les premiers sondages ont été réalisés précisément dans le polder de Bol Guini par DIELEMAN et al. (1963), qui ont tracé une coupe des formations traversées jusqu'à 104 m de profondeur (Fig n° 3). Cette coupe apparaît représentative de la succession stratigraphique régionale, comme l'ont montré de nouveaux sondages dans trois autres polders (ROCHE, 1970), ainsi que des études sédimentologiques récentes (SERVANT, 1967, 1970, 1973) (DUPONT, 1972). Et c'est à SERVANT (1973), que seront empruntées les données de datations absolues (au radiocarbone), et l'interprétation globale de la coupe en deux séries :

1. A la base, la Série des Soulias. C'est une formation sableuse, principalement éolienne et modelée en ergs. Plusieurs dépôts argileux de forme lenticulaire sont intercalés dans cette masse sableuse. Ils correspondraient à des phases moins arides, durant lesquelles des lacs ou des marécages prenaient place dans un modelé déjà dunaire, si l'on en juge par la forme de ces dépôts. La Série des Soulias est antérieure à 12.000 ans, d'âge pleistocène moyen à supérieur. Elle surmonte une masse argileuse imperméable, qui se rapporte au Plio-Pleistocène ancien.

2. La Série lacustre de Labdé. Cette série correspond aux dépôts encastés dans les interdunes actuelles, sur une épaisseur de 10 à 15 m. Elle peut être divisée en deux épisodes (SERVANT, 1967) : un premier épisode commence vers 12.000 ans BP et se termine au plus tard vers 9.000 ans BP. Il est représenté par une série diatomitique. Le deuxième épisode se poursuit jusqu'à nos jours avec une séquence composée, de la base au sommet, de limons, d'argiles et de vases organiques. Cette séquence est moins riche en diatomées que la précédente. Dans la partie supérieure de la séquence argileuse, immédiatement sous les vases superficielles, on note la présence d'un niveau d'argiles fortement structurées.

Cette série a été interprétée par les auteurs précédents en termes d'alternances climatiques, déjà évoquées, au cours du quaternaire récent. Les pulsations pluviales correspondent à la formation et au développement d'étendues lacustres, notamment le paléo-Tchad (TILHO, 1910, 1925) ; les phases arides correspondent au façonnement des dunes, à l'évaporation des eaux, à la précipitation de sels au fond des interdunes et à l'acquisition par certaines argiles organiques de caractères de structuration en partie irréversibles, même en cas de resubmersion ultérieure.

Cette séquence sédimentaire pose le problème d'éventuelles réserves en sels accumulées au cours des temps dans ce bassin. Aucun des sondages effectués n'a mis en évidence la présence de dépôts évaporitiques. On peut remarquer que pendant la période historique récente le lac Tchad est probablement resté en communication avec les " Pays Bas ", ce qu'atteste l'âge des sédiments tapissant la vallée fossile du Bahr El Gazal.

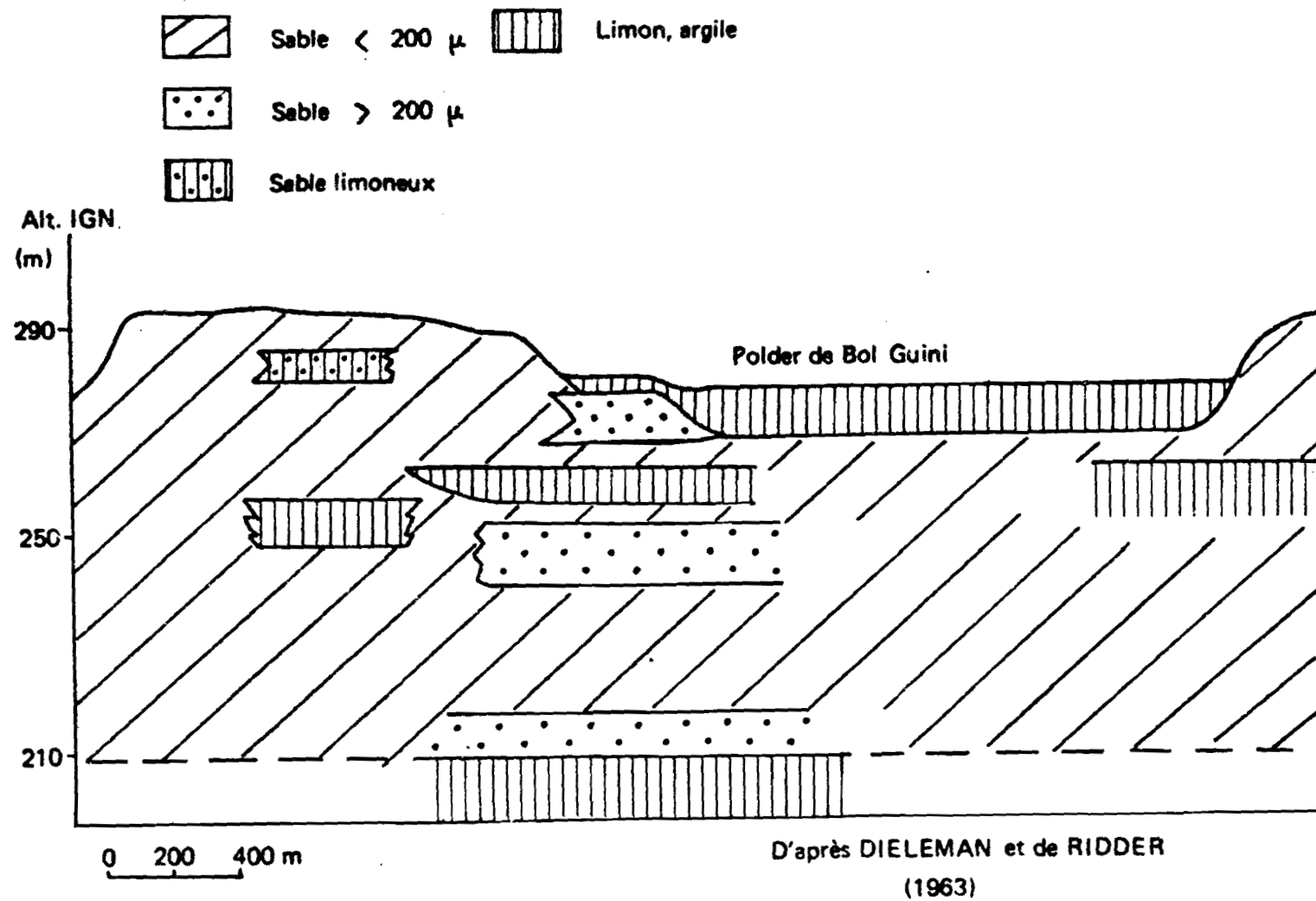


Fig. 3 - Coupe géologique des formations traversées dans les polders.

Le problème de l'écologie des eaux des étendues lacustres du Quaternaire récent a reçu un éclairage nouveau par l'étude des associations de diatomées (SERVANT, S. 1967, 1973 ; SERVANT, M. et SERVANT, S. 1970). Il s'avère ainsi que les diatomées d'eau douce sont largement dominantes dans la série lacustre de Labbé, la plus récente. Des périodes saumâtres ne sont apparues qu'en début de transgression, lorsqu'à la suite de la remontée du plan d'eau les sels accumulés en surface des dépressions interdunaires étaient dissous. Le degré de minéralisation des eaux de ces lacs diminuait ensuite. De plus, il ne semble pas que la salinité des eaux ait augmenté très fortement lors des périodes de régression.

En conclusion, les sédiments les plus superficiels, dont la transformation en sols de polders sera précisément l'objet de cette étude correspondent à des dépôts lacustres de matériaux de texture fine. Ces vases et ces argiles se seraient en effet déposées depuis moins de 9.000 ans, dans les dépressions d'un ancien modelé dunaire envahi par les eaux du lac Tchad. Les caractéristiques de ces sédiments seront présentées, en tant que facteurs lithologiques, lors de l'étude de l' "héritage" légué par la sédimentation (chapitre II).

IV. LES DONNÉES HYDROLOGIQUES ET HYDROGÉOLOGIQUES :

LES EAUX ET LES SELS DU LAC TCHAD ET DE LA NAPPE PHRÉATIQUE DES POLDERS.

1. Le bilan des eaux et des sels du lac Tchad. *

Le lac Tchad actuel n'est qu'un résidu des grandes étendues lacustres, qui ont envahi le bassin tchadien lors des phases pluviales du Quaternaire. Actuellement le niveau du lac présente encore des variations interannuelles importantes. Celles-ci influent à leur tour sur l'équilibre des nappes de bordure, que le lac alimente (SCHNEIDER, 1967) et notamment sur l'équilibre de la nappe phréatique présente dans les polders.

* Une présentation synthétique des connaissances actuelles sur le lac Tchad, et en particulier sur les grandes zones écologiques de ce lac, a été proposée récemment par l'équipe des hydrobiologistes de l'ORSTOM de NDJAMENA (CARMOUZE et al. 1972) et par ROCHE (1973).

Ces variations de niveau du lac sont la résultante d'un certain déséquilibre entre les apports des différentes rivières (en moyenne, 40 milliards de m^3 par an, dont 95 % pour le Chari), des précipitations (en moyenne 7 à 8 milliards de m^3 par an) et les pertes par évaporation (une tranche d'eau de 2,20 m par an) ou par infiltrations. D'après le bilan hydrologique du lac (TOUCHEBEUF DE LUSSIGNY, 1969), les infiltrations représenteraient 10 % environ des apports. CARMOUZE (1971), s'appuyant sur une étude des teneurs en sodium des eaux, a proposé une valeur de 7,5 % pour ces mêmes infiltrations.

En fait, le lac baisse ou monte (Fig. n° 4) selon l'intensité des crues du Chari. Ainsi, entre 1959 et 1971, les apports annuels au lac ont varié entre 32 et 57 milliards de m^3 (BILLON, 1965). Depuis 1963, une série de crues moyennes ou déficitaires ont provoqué une baisse de 2 mètres du niveau du lac Tchad, qui a perdu ainsi, en huit ans, le tiers de sa superficie (22.000 km^2 en 1963 ; 17.000 km^2 seulement en 1971). Une nouvelle baisse de niveau de près de 1 m est attendue à l'été 1973 (CHOURET et DURAND, 1972).

Du point de vue des sels, le fleuve Chari apporte chaque année au lac quelques deux millions de tonnes de sels sous forme dissoute (ROCHE, 1969), surtout des bicarbonates. Les anions chlorures et sulfates sont en revanche peu représentés. Les apports en silice dissoute sont de l'ordre du million de tonnes/an (CARMOUZE et al. 1972 a./) et les apports détritiques de l'ordre de 3 millions de tonnes, dont 100.000 tonnes de fer "réactif" (LEMOALLE, 1969). D'après la définition de cet auteur, il s'agit du fer non retenu par des membranes filtrantes dont les pores ont 0,45 micron de diamètre.

Ces eaux du Chari, très faiblement minéralisées puisque leur conductivité est inférieure à 65 $\mu mhos\ cm^{-1}$ (moins de 0,1 g de sel par litre),* vont subir dans le lac une profonde évolution physico-chimique, et en particulier une concentration progressive, due au caractère évaporatoire du climat et à la faible profondeur du lac. La confirmation en a été fournie

* Quelques corrélations entre la conductivité des eaux et leur teneur en sels sont proposées dans l'annexe n° 2

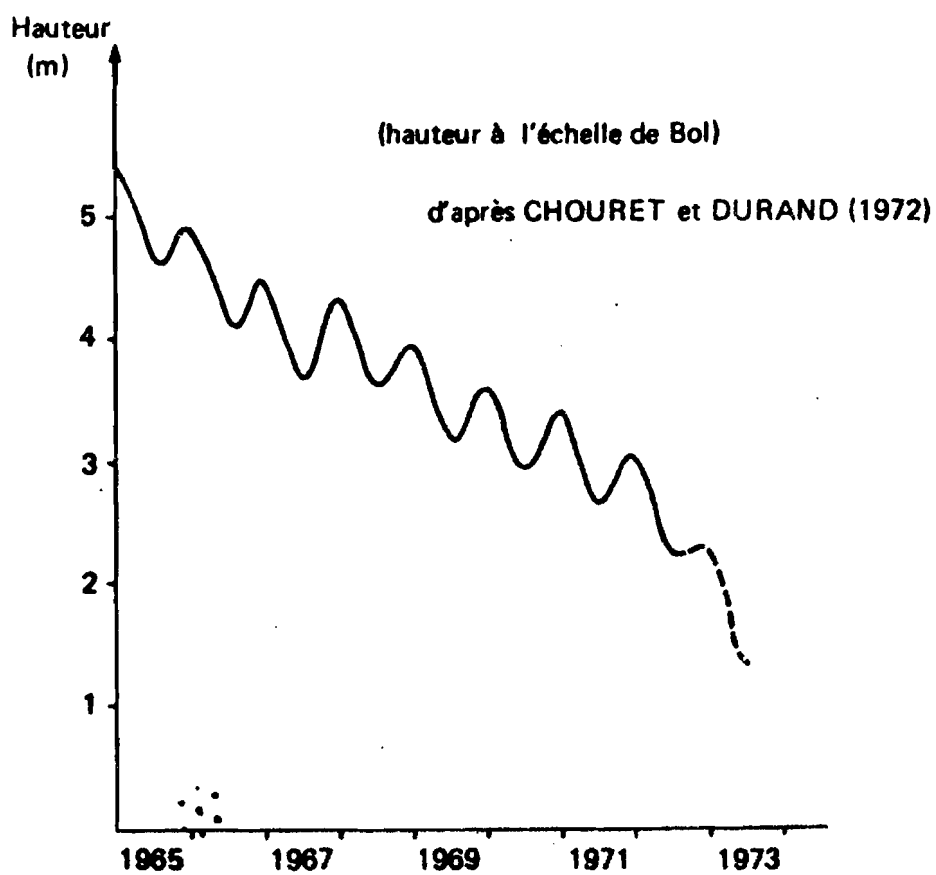
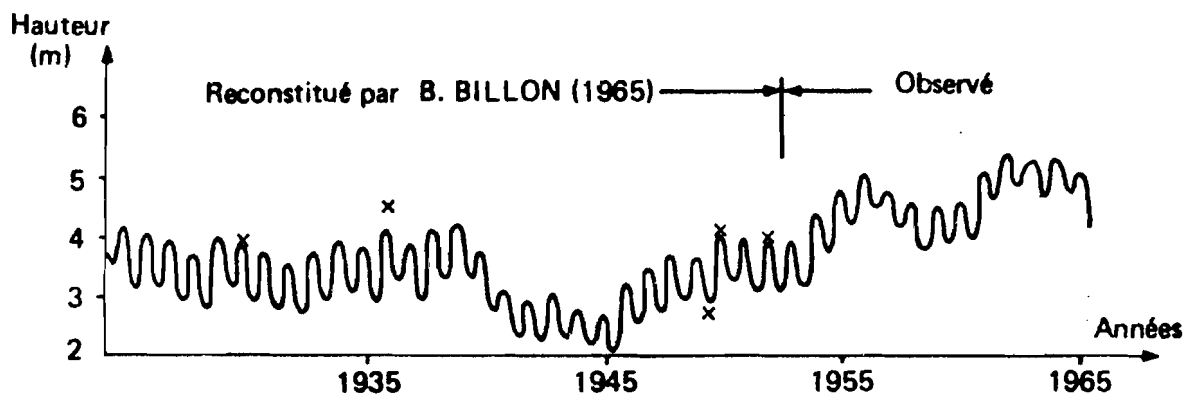


Fig. 4 - Variations du niveau du lac Tchad à l'échelle de Bol.

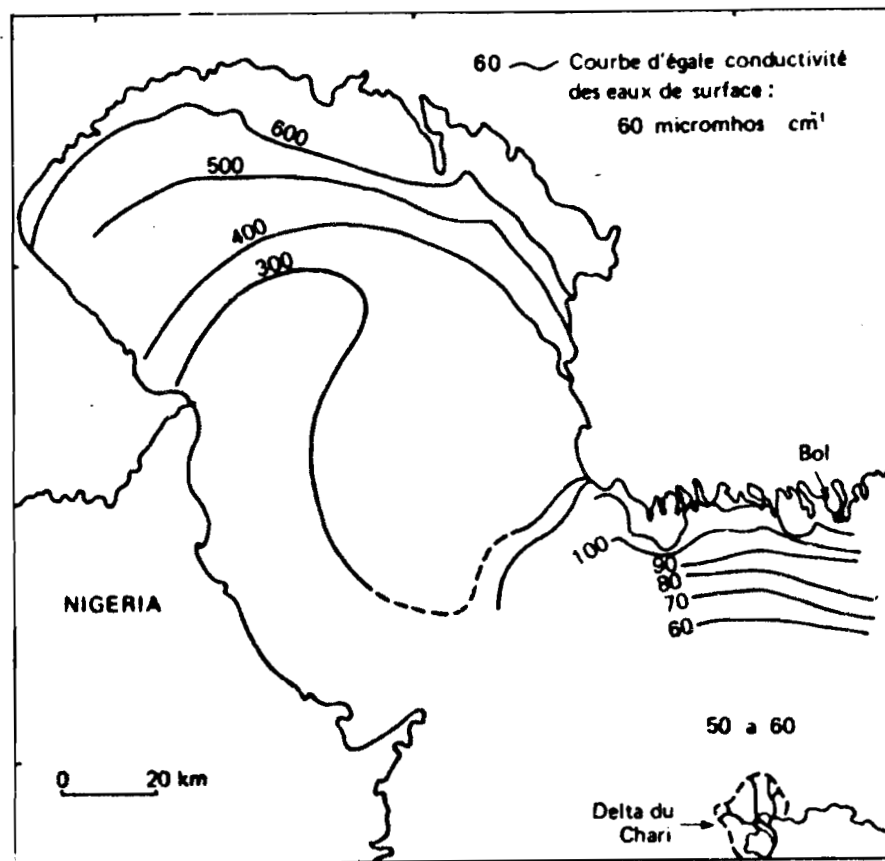


Fig. 5 - Conductivité des eaux du lac Tchad en janvier 1968 (d'après ROCHE, 1969)

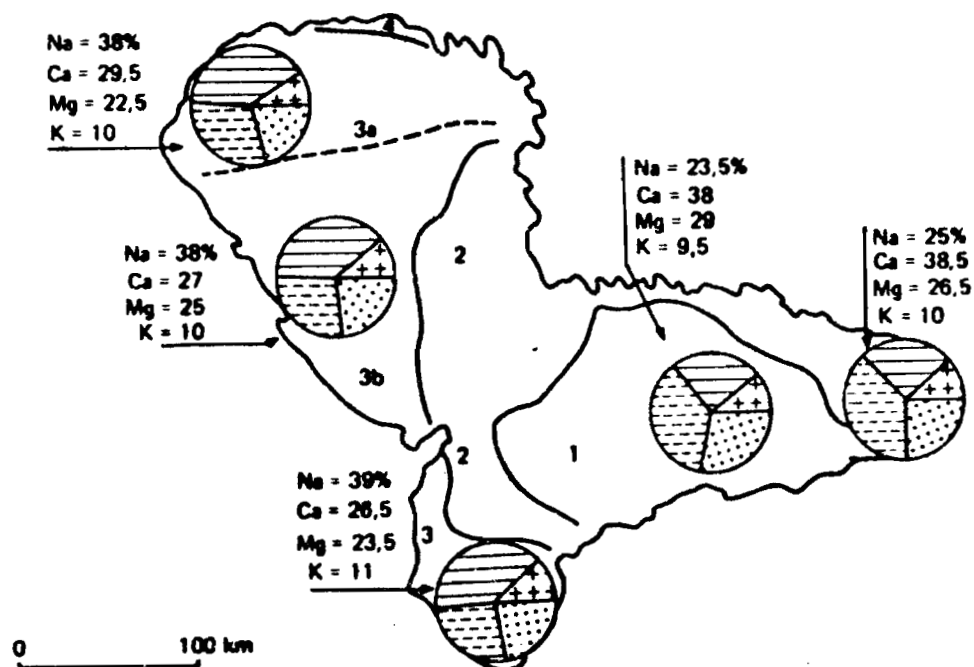


Fig. 6 - Variations spatiales de la composition ionique relative des eaux du lac Tchad dans la région des polders (d'après CARMOUZE, 1970)

par de nombreux travaux, depuis TILHO en 1910, qui tous attestent une augmentation graduelle de la salure des eaux en s'éloignant du delta du Chari. ROCHE (1969) et CARMOUZE (1968, 1970, 1971) ont précisé les variations de cette salure globale ainsi que les variations des salures spécifiques des diverses zones. Ils ont fourni ainsi des indications sur le temps de séjour des eaux d'origine fluviale dans les différentes parties du lac, et sur la circulation générale des eaux dans ce lac. Ces travaux nous informent en particulier sur la salure des eaux de la rive nord-est, dans la région des polders (Fig. n° 5 et 6). La salure y est faible : la conductivité est inférieure à 250 micromhos. cm⁻¹). Les ions dissous sont des bicarbonates pour les anions et des alcalino-terreux pour 65 % des cations.

Malgré la concentration progressive des eaux en s'éloignant du delta du Chari, la salure reste modérée et toutes les eaux du lac contiennent moins de 0,8 g de sel par litre. Le fait que ces eaux ne soient pas devenues saumâtres lors de la période historique récente pose le problème de la régulation saline du lac et de ses mécanismes. Parmi les hypothèses déjà avancées certaines ont trait à des processus d'évacuation des sels hors du lac, par des infiltrations, ou par des dépôts marginaux (ROCHE, 1969). D'autres ont trait à des processus de blocage au niveau même du lac, par des précipitations de calcite (ROCHE, 1969), parfois accompagnée de carbonate de magnésium (CARMOUZE et al. 1972 b/), par le nourrissage d'oolithes ferrugineuses (DUPONT et al. 1971), par des néosynthèses de minéraux argileux (CARMOUZE, travaux en cours), par le développement de masses végétales considérables, dont une partie sédiments.

L'énoncé de ces hypothèses souligne un point important : dans le système déjà évoqué de dynamique actuelle de la matière à l'échelle de la cuvette tchadienne, le lac Tchad apparaît plus qu'une simple zone de transit, immédiatement en amont des bassins évaporatoires de bordure (polders et ouadis). C'est déjà un milieu où débute le confinement, où se concentrent et se transforment les apports du réseau hydrographique. Et ce sont ces apports déjà transformés qui constituent l'héritage légué à la poldérisation.

2. Les relations entre le lac Tchad et la nappe phréatique des polders.

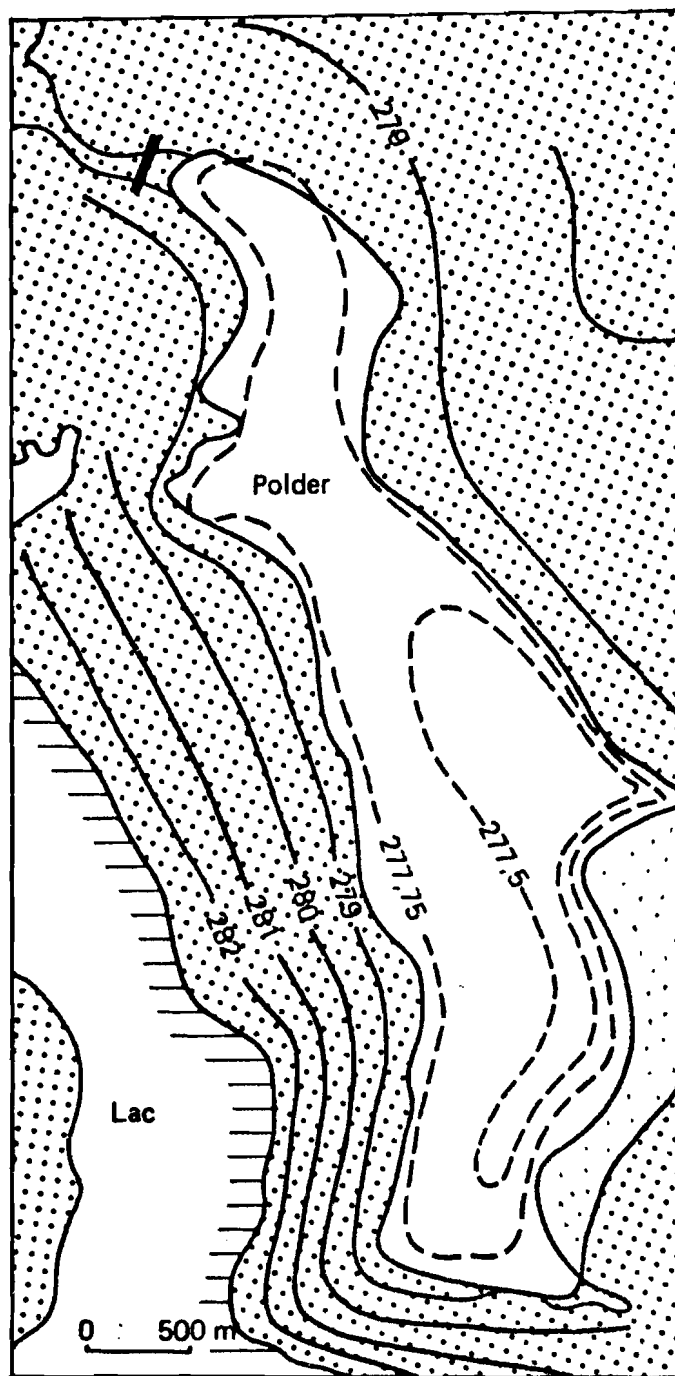
Une nappe phréatique permanente est observée à faible profondeur dans les polders. Par ses multiples variations de niveau et de composition, cette nappe joue un rôle important dans la formation et l'évolution des sols à partir des sédiments lacustres. Il apparait donc indispensable de préciser les relations qui peuvent exister entre cette nappe phréatique des polders et le lac Tchad. Ces relations ont été conçues successivement suivant deux modèles :

- celui de l'alimentation directe par infiltration d'eaux lacustres.
- celui du mélange variable d'eaux météoriques et lacustres.

A. Le premier modèle.

Il s'est d'abord imposé en fonction de la configuration de ce paysage dunaire. Les polders sont en effet d'anciens bras du lac qui sont séparés du lac ou des bras voisins encore en eau soit par des barrages construits en sable, soit par des massifs dunaires d'une dizaine de mètres de hauteur et d'un millier de mètres de largeur. De tels obstacles peuvent difficilement être considérés comme totalement imperméables. Un polder constitue en effet une dépression fermée à écoulement convergent. Ainsi en 1963, au début de cette étude, le polder de GUINI montrait une isopièze fermée à 277,5 m (I.G.N.), soit 5,5 m sous le niveau lacustre d'alors. Le gradient depuis le lac atteignait $\frac{1}{4}$ pour 1000. (Fig. n° 7, d'après DIELEMAN et al. 1963).

Le premier modèle consiste alors à envisager une alimentation directe de la partie supérieure de la nappe des polders par des eaux lacustres s'infiltrant sous les barrages et sous les dunes de sable. Ce modèle local s'intègre au schéma plus général d'un système d'infiltration d'eaux du lac vers la nappe bordière, sur les rives nord-est. Les cartes isopiézo-métriques (SCHNEIDER, 1967) révèlent une dépression (" une gouttière ") longeant les rives à une dizaine de kilomètres à l'intérieur des terres. Le vecteur de circulation des eaux serait donc orienté du lac vers l'intérieur des terres et en particulier vers les dépressions de bordure.



281 ~ Courbe isopiezométrique, en mètres au dessus
du niveau de la mer

Fig. 7 - Carte isopiézométrique de la nappe phréatique
du polder de GUINI en mars 1963 (d'après DIELEMAN et al. 1963)

B. L'apport des données isotopiques.

Des données isotopiques ont confirmé globalement ce schéma général, mais elles introduisent une nouvelle variable : les eaux météoriques. Le premier modèle sous-entend en effet que la composition des eaux d'infiltration arrivant au niveau des polders soit proche de celle des eaux du lac Tchad, sous réserve de modifications subies au contact des sables ou de lentilles argileuses enfouies. Or ceci n'a pas été confirmé par les résultats des analyses isotopiques de FONTES et al. (1969). Les mesures effectuées permettent en effet de déterminer la composition isotopique d'une eau, qui dépend elle-même de son histoire au sein du cycle hydrologique considéré. Les résultats obtenus dans ce cas, ont précisé les variations du rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ entre le lac et la nappe, et ont montré qu'il n'y avait pas d'infiltration massive des eaux du lac vers l'intérieur des terres. Le lac n'imprègne périodiquement les rives que sur une frange limitée et dès lors, l'influence de l'eau météorique sur la nappe littorale se fait sentir et devient prédominante sur la bordure des polders (FONTES et al. 1969).

C. Le second modèle, plus élaboré, des relations entre le lac et la nappe des polders.

Le problème des relations du lac Tchad avec la nappe de bordure doit être resitué dans le contexte litho-stratigraphique du quaternaire récent, dont la puissance est d'environ 80 m (DIELEMAN et al. 1963 ; SCHNEIDER, 1967 ; FONTES et al. 1969 ; ROCHE, 1970, 1973). A cette échelle, le lac actuel ne représente, avec ses 2 à 5 m de profondeur, qu'une lame d'eau peu épaisse. Dans la succession des sédiments étagés entre la cote 207 m et la cote 293 m du sommet des dunes (Fig. n° 3), plusieurs niveaux sont imperméables ou peu perméables :

- à la base, le plancher argileux du Plio-Pleistocène.
- entre les cotes 225 et 270 m, les diverses lentilles argileuses.
- dans les dépressions interdunaires, la partie inférieure des sédiments fins : la séquence silteuse et les argiles non structurées.

En revanche, les sables dunaires et les argiles structurées sont perméables. On pourrait alors définir généralement deux nappes en relation avec ces niveaux imperméables, bien que cette distinction puisse apparaître arbitraire localement, en raison de la structure lenticulaire de ces niveaux.

. une nappe phréatique profonde et régionale. Elle est située dans les sables de la Série des Soulias. Elle repose sur les argiles du Plio-Pleistocène, et se trouve fractionnée localement par des lentilles argileuses. Dans certaines dépressions interdunaires, cette nappe peut être mise en charge sous la partie inférieure des sédiments fins et devenir ainsi artésienne.

. une nappe phréatique superficielle et locale. Elle évolue dans les argiles structurées immédiatement sous-jacentes aux vases et c'est elle qui joue un rôle décisif dans la pédogenèse.

Une étude physicochimique et isotopique réalisée par ROCHE (1970) sur ces deux nappes superposées, c'est à dire sur une tranche d'eau de 65 mètres, semble avoir levé la contradiction apparente entre les deux faits précédents :

- le net gradient piézométrique, 3 ‰, orienté du lac vers les polders.
- le second fait, révélé par l'examen du rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, que les eaux lacustres ne dépassent pas une frange littorale relativement restreinte, au-delà de laquelle elles ne représentent plus que quelques pour cents de la masse liquide.

La tranche d'eau de 65 m présente en effet une stratification de masses d'eaux différentes. La masse supérieure est avant tout d'origine météorique. La proportion d'eaux d'origine lacustre augmente avec la profondeur.

La proportion de ces eaux météoriques dans la nappe supérieure croît ainsi régulièrement avec la distance au rivage et décroît en profondeur (ROCHE, 1970).

La tranche d'eau révèle également une stratification saline : le degré de minéralisation des eaux augmente avec la profondeur, tout en restant faible (conductivité comprise entre 200 et 2000 micromhos). Les eaux souterraines sont bicarbonatées calciques ou, le plus souvent, sodiques.

En résumé, la nappe phréatique des polders est bien en relation avec les eaux du lac, mais selon un modèle dynamique plus complexe que celui que l'examen des seules données piézométriques laissait supposer. Les eaux arrivant au niveau de la nappe phréatique des polders sont des eaux lacustres mélangées à des eaux météoriques.

3. L'origine des eaux et des sels dans les polders.

Diverses masses hydriques, d'origine et de composition différentes, interviennent donc dans un polder :

A. La masse d'eau lacustre emprisonnée lors de la fermeture du barrage, à la création du polder. Cette eau est initialement faiblement minéralisée : 0,1 à 0,15 g/litre. Elle va se concentrer par évaporation et disparaître en déposant ses sels à la surface des vases ainsi exondées. Les sels qui sont alors déposés sont principalement des carbonates de calcium et de sodium.

B. La masse d'eau lacustre qui s'infiltré sous les barrages et qui poursuit son infiltration au niveau de la nappe phréatique et dans le sens axial des polders.

C. Les eaux qui alimentent la nappe phréatique du polder à partir des dunes bordières. Ces eaux sont un mélange d'eaux météoriques et d'eaux d'origine lacustre, la proportion de ces dernières augmentant en profondeur. Ce mélange est généralement peu minéralisé, mais sa composition diffère de celle des eaux lacustres par la présence de l'anion sulfate. L'apparition de cet anion pourrait correspondre à une dissolution à partir d'anciens dépôts évaporitiques, localisés au sein des lentilles argileuses, qui sont disséminées dans les sables perméables. Il a déjà été signalé qu'aucun dépôt évaporitique n'avait été mis en évidence lors des diverses campagnes de forage. Mais une étude pédologique particulière (CHEVERRY, 1971) a montré la présence d'accumulations non actuelles de gypse dans des bordures de lentilles argileuses enfouies sous les bas de pente dunaire. Les eaux météoriques et lacustres pourraient donc se charger, faiblement, en sulfates, à leur arrivée au niveau du polder.

D. Il faut envisager localement des apports d'eaux artésiennes. En effet, bien que qualifiées d' " imperméables ", les argiles non structurées et les argiles limoneuses de la base de la série de Labbé permettent un certain débit. La composition de ces eaux artésiennes profondes est assez variable (DIELEMAN et al. 1963), mais elles contiennent localement des sulfates.

E. Enfin, les eaux météoriques correspondant aux précipitations annuelles, 300 mm environ.

L'origine des sels présents dans un polder peut être également très variée :

- A. Apport sous forme dissoute, en provenance du lac.
- B. Réserve minérale des sédiments.
- C. Réserve organique des sédiments, susceptible de libérer par minéralisation des éléments tels : C, N, P, S, K ... On tentera d'apprécier l'importance de cette réserve minérale et organique lors de l'étude de l' " héritage sédimentaire ".
- D. Apport éolien en provenance des anciens ouadis ;

Par leur nature, les sels présents dans ce milieu appartiennent à deux groupes :

- des sels alcalins d'abord (acide faible, base forte), liés au lac actuel et représentatifs du faciès géochimique régional. Ce sont les bicarbonates et carbonates.
- des sels neutres ensuite (acide fort, base forte), représentés par les sulfates provenant de lentilles évaporitiques fossiles, de la minéralisation de matières organiques anciennes, ou enfin de la réoxydation de sulfures sédimentaires.

V. L'INTERVENTION DES FORMATIONS VEGETALES.

Comme facteur de formation des sols de polders, la végétation intervient à deux niveaux :

- en participant à la sédimentation dans le lac.
- en colonisant les sédiments après leur exondation.

1. La végétation du lac participant à la sédimentation dans le lac.

L'abondante végétation, en partie flottante, dépose au fond du lac des débris qui se fragmentent très finement, évoluent et se mélangent au sédiment. Ces transformations lors de la sédimentation peuvent être mises en évidence par une étude microscopique. Il en résulte un enrichissement du sédiment en matière organique, ce qui avait été déjà remarqué par GUICHARD (1957). La teneur en matière organique des sédiments livrés ultérieurement

à la pédogenèse peut atteindre 20 %, mais il n'y a pas, sauf en certains niveaux très localisés, de tourbe proprement dite.

La flore du lac Tchad est relativement pauvre, banale et dépourvue d'endémisme (LEONARD, 1969). La répartition des divers groupements végétaux est fonction de facteurs écologiques tels que le niveau du plan d'eau et le degré de minéralisation des eaux. On citera seulement les immenses herbiers aquatiques des eaux douces, et les associations à Cyperus papyrus (papyraie), à Phragmites australis ou roseau (phragmitaie), à Typha australis ou massette (typhaie), dont la première se présente sous forme d'épais matelas flottants formés de rhizômes entremêlés.

Pour rendre compte de l'importance de ces masses végétales, et pour situer leur participation au cycle biogéochimique du lac, on peut se référer à deux sortes de données, qui nous ont été communiquées par M^l. LEVEQUE, FOTIUS et CARMOUZE.

A. Des valeurs de biomasses moyennes (Tableau I). Les moyennes calculées n'ont qu'une valeur indicative dans la mesure où les prélèvements sont trop peu nombreux, bien qu'ils aient été effectués dans les différents secteurs du lac : 6 prélèvements pour Phragmites australis, 5 pour Cyperus papyrus, 3 pour Vossia cuspidata.

TABLEAU I. Biomasses moyennes en : poids frais, poids sec, poids de matière organique des parties aériennes des principaux macrophytes du lac. Données recueillies par LEVEQUE, C, FOTIUS, G, CARMOUZE, JP.

Type de végétation lacustre	<u>Phragmites</u>	<u>Cyperus papyrus</u>	<u>Vossia</u>	<u>Typha</u>
Poids frais en tonnes/ha	73	140	70	85
Poids sec en tonnes/ha	31	28	17,5	15,5
Matière organique en tonnes/ha	3,4	2,2		1,3

B. Des pourcentages des principaux éléments minéraux présents dans des échantillons de cette végétation lacustre (Tableau II). On note la grande variabilité des pourcentages selon la partie de la plante analysée (tige, feuille, inflorescence), selon l'espèce

TABIEAU II. Pourcentage des divers éléments minéraux de quelques macrophytes du lac. * (analyses sur les cendres).

	Origine	S	P	K	Ca	Mg	Na	SiO ₂
<u>Typha</u>								
inflorescences	Nguigmi	4,3	8,5	40,5	30,9	9,4	1,6	4,7
inflorescences	Bol	5,3	7,9	41,5	20,6	10,2	2,5	12,
feuilles	Nguigmi	1,2	2,7	50,8	22,8	6,7	9	6,7
feuilles	Bol	2,8	2,5	40,6	16,6	5,2	6,7	25,4
tiges	Nguigmi	1	6,6	61,8	15,7	6,7	7,	1,2
<u>Papyrus</u>								
inflorescences	Bol	0,6	0,8	6,3	2,6	0,7	0,5	88,5
tiges	Bol	0,6	2	19,2	5,5	1,6	1,7	69,4
racines	Bol	0,9	1,6	6,9	3,4	1,9	1,	84,3
<u>Phragmites</u>								
inflorescences	Nguigmi	0,6	2,6	4,1	3,8	2	0,2	86,6
inflorescences	Bol	0,8	1,4	9,6	1,5	0,6	0,3	85,7
feuilles	Nguigmi	1,8	1,8	20,2	2,6	1,3	0,1	72,1
feuilles	Bol	0,7	4,6	2,4	2,5	0,6	0,03	91,8
tiges	Nguigmi	0,7	2,7	40,7	1,1	1,1	0,5	53
racines	Bol	0,6	0,9	1,7	2,2	1,2	0,2	93,1

* Données recueillies par LEVEQUE, C. ; CARMOUZE, J.P. ; FOTIUS, G.

et enfin selon le lieu de prélèvement. Néanmoins, quelques traits dominants se dégagent :

- le calcium, et surtout le potassium, sont bien représentés, contrairement au sodium.
- les pourcentages de silice sont très variables, surtout en fonction de l'espèce végétale.
- les pourcentages en soufre et en phosphore sont notables, assez réguliers, avec un rapport P/S toujours égal ou ^{supé}~~infé~~rieur à l'unité.

Ces ^{formations}~~végétales~~ végétales prélèvent donc sélectivement dans les eaux du lac divers éléments. Et l'on peut relier à ces fixations sélectives par les végétaux lacustres, la diminution des teneurs en SiO_2 et Ca des eaux du lac, de même que leur enrichissement relatif en Na. Une telle relation a déjà été établie par BAZILEVICH (1965) dans le cas de lacs du Sud de la Sibérie, et récemment par ROCHE (1973) dans le cas du lac Tchad.

2. La végétation comme facteur de pédogenèse.

La végétation intervient en second lieu comme facteur de pédogenèse proprement dit. Quelques mois après la fermeture des barrages et alors que le sol est encore recouvert d'une lame d'eau, des papyraies et des typhaies se développent. Après l'exondation des vases, la colonisation des secteurs encore dénudés s'effectue concurremment par des phragmitaies, ou par des îlots de Cyperus articulatus, de Paspalidium geminatum. Ce n'est que lors des phases ultérieures de la pédogenèse que se développent localement des prairies à Echinocloa, Paspalum, Cynodon dactylon et, pour les secteurs les plus salés, à Sporobolus cf spicatus.

En résumé, les formations végétales interviennent d'abord d'une manière originale dans la sédimentation, en conférant aux vases et argiles actuelles ou récentes un caractère organique mais non tourbeux. Les formations végétales, qui colonisent ces sédiments lors de la poldérisation, interviennent également, dans les premières étapes de la pédogenèse, notamment sur le cycle biogéochimique des éléments.

VI. L'ACTION DE L'HOMME : LA " POLDERISATION ".

L'homme a évidemment un rôle décisif puisque c'est lui qui construit les barrages et ainsi isole les polders. Les premiers barrages datent des années 1900. Il s'agissait alors de fonds de bras de surface inférieure à 250 hectares, reliés au lac par des isthmes étroits aisés à colmater. Ces ébauches de polders, Madirom, Ganatir, constituent des terrains précieux pour l'étude de l'évolution de ce type de sol à moyen terme. En fait, leur histoire est complexe ; ils furent remis plusieurs fois en eau car resubmergés par le lac. La submersion fut parfois voulue par l'homme lorsqu'il pensait que les sels accumulés durant la phase d'utilisation seraient dissous et "lavés" par cette invasion périodique d'eaux très faiblement minéralisées. Mais la submersion fut plus fréquemment involontaire, lorsque les crues du lac enfonçaient les barrages construits suivant des techniques rudimentaires.

L'idée de multiplier le nombre de polders a été reprise vers 1950. La technique des barrages ne fut pas modifiée, le matériau utilisé restant le sable fin prélevé dans les dunes voisines, mais le volume des ouvrages fut sensiblement renforcé. L'étanchéité de tels barrages reste relative et en général, même au bout d'une dizaine d'années, des mares d'eau libre d'origine lacustre stagnent encore au pied des barrages, côté polder, traduisant le caractère incomplet de l'assèchement.

Les masses hydriques lacustres infiltrées sous les barrages poursuivent leur pénétration dans le sens axial des bras, au niveau de la nappe des argiles structurées et se mélangent aux masses hydriques en provenance des dunes bordières. Depuis 1968, il a été décidé de renforcer l'étanchéité des barrages. Malgré ce progrès, l'homme ne reste pas maître du plan d'eau dans ces polders, contrairement au cas des polders de Hollande. Ce niveau reste avant tout fonction de celui du lac Tchad avec ses fluctuations importantes.

A titre expérimental, un secteur de polder (Bol Guini) est depuis 1970 soumis à un aménagement global. L'irrigation est pratiquée avec les eaux du lac Tchad, apportées par un canal percé dans la dune. Le drainage recueille les eaux salées et les rejette dans un vieil ouadi proche. Avant cet aménagement, très localisé, les rares irrigations étaient menées avec l'eau de la nappe phréatique sous-jacente, sans qu'un drainage soit assuré.

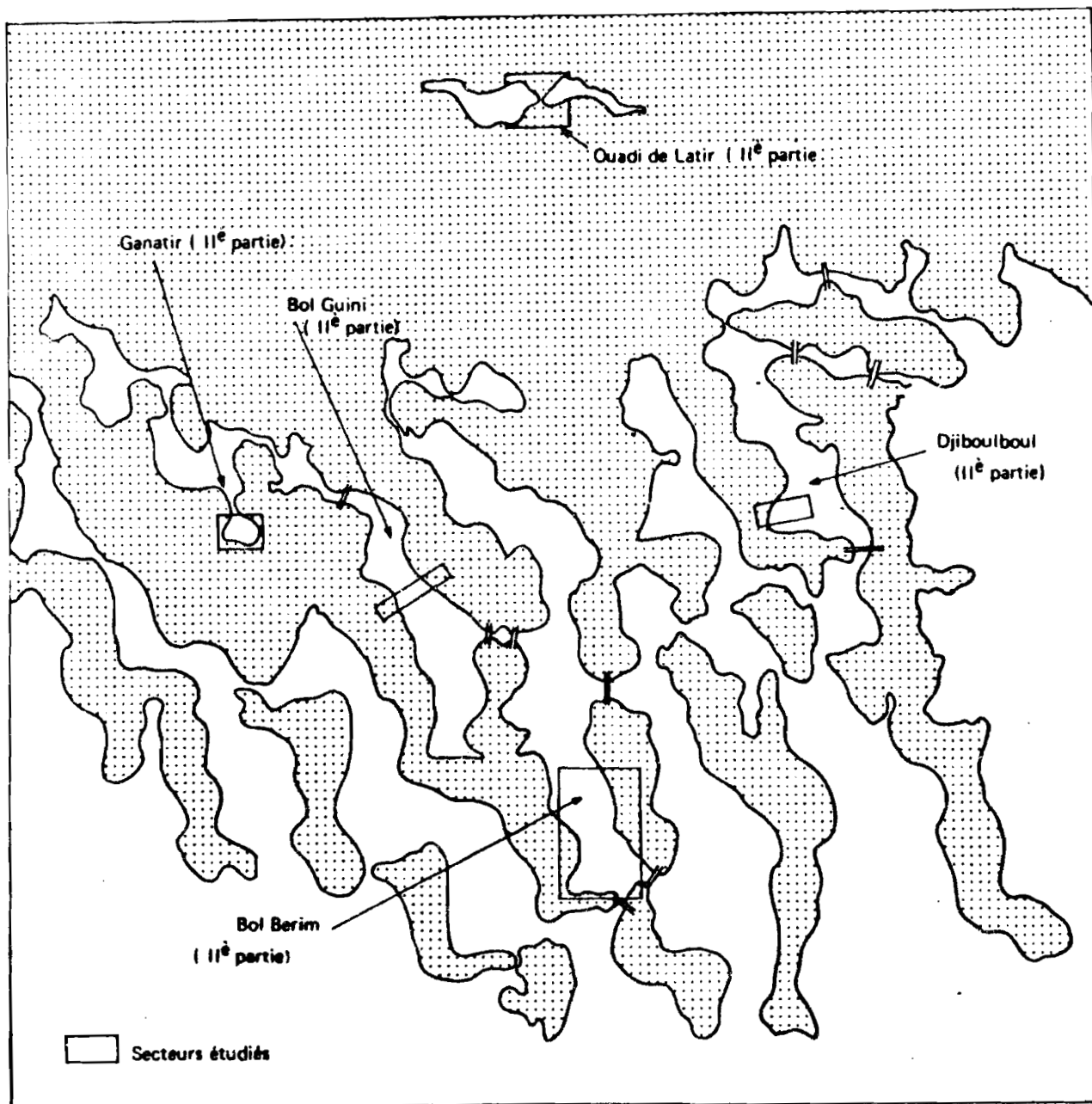


Fig. 8 - Carte de localisation des polders étudiés dans le texte.
Echelle : 1/100 000

VII. CONCLUSION.

On admettra ici que l'instant initial de la **vie** du polder est la fermeture d'un barrage isolant un bras du lac Tchad. L' "héritage" se définit alors comme l'état du sédiment lacustre au moment de cette fermeture. Dans le cadre de l'histoire cyclique (arides, pluviaux) de l'holocène, l' "héritage sédimentaire" peut donc intégrer des effets liés soit aux phases de sédimentation, soit éventuellement à des phases de pédogenèse lors d' exondations antérieures.

Un polder du lac Tchad apparaît ainsi comme un bassin évaporatoire où des sels vont se déposer ou ne pas se déposer, en fonction certes des conditions de circulation des eaux, de la solubilité respective des diverses combinaisons salines, mais aussi des modalités de l'interaction entre les eaux et un sédiment organique, différencié en sol par les processus de pédogenèse. Une caractérisation détaillée de ce sédiment, de l' "héritage sédimentaire" constitue alors le premier maillon de l'étude des sols de polders.

CHAPITRE II . LES FACTEURS LITHOLOGIQUES :

L'HERITAGE SEDIMENTAIRE.

I. INTRODUCTION : LA SUCCESSION DES NIVEAUX SEDIMENTAIRES.

Les sols de polders se forment à partir de sédiments récents et superficiels appartenant à la série de Labbé (chap. I, III). L'épaisseur de cette série est d'environ 10 mètres, mais s'est trouvée localement réduite par des courants lors de la sédimentation. Les matériaux représentent le "facteur lithologique" de la pédogenèse. Il est donc nécessaire de les définir de différents points de vue : sédimentologique, pétrographique, minéralogique et chimique.

Sur cette tranche de dix mètres d'épaisseur, plusieurs matériaux ont été distingués. Leur succession en lits subhorizontaux a d'abord été décrite dans des polders, c'est-à-dire en observant des matériaux qui avaient déjà subi des transformations par dessèchement et par pédogenèse (PIAS, 1960 ; DIELEMAN - DE RIDDER, 1963 ; CHEVERRY, 1965, 1969, 1971). Ce n'est que récemment (DUPONT, 1972) que ces dépôts ont pu être étudiés dans leur milieu de sédimentation grâce à l'emploi d'une sondeuse. Celle-ci a été notamment utilisée dans le bras du lac Tchad de YAKOUA, qui est immédiatement contigu et de surface comparable aux polders étudiés. La série lacustre récente est composée, de la base vers le haut, par les niveaux sédimentaires suivants (Fig. n° 9) :

- Des argiles "limoneuses" (20 % de limon), à consistance élastique, de couleur gris-verdâtre, sur plusieurs mètres à la base de la coupe.
- Des argiles "molles", de consistance malléable, plastiques, collantes, de couleur grise à gris-bleu sur une épaisseur moyenne de 3 mètres.
- Des argiles "structurées", à éléments juxtaposés de consistance semi-rigide, de couleur gris-bleu. Sur une épaisseur de 1 à 4 mètres, ces éléments ont une forme polyédrique ou subanguleuse et une taille de quelques centimètres. Sur les 20 à 40 cm supérieurs, leur forme devient grenue.
- Des vases, gorgées d'eau, de consistance pâteuse, disposées en lits de couleur soit grise, soit brune, ces derniers étant plus riches en matière organique, sur une épaisseur totale de 40 cm environ.

Cette succession est proche de celle décrite par SERVANT et al. (1970) dans les régions au Nord du lac Tchad.

II. LES PRINCIPAUX CONSTITUANTS DES SEDIMENTS : GRANULOMETRIE - MINERALOGIE - ORGANISATION.

1. Granulométrie des sédiments. Les données présentées dans le Tableau III (Fig. n° 10) sont des données statistiques calculées d'après les données recueillies par DUPONT (1972) sur le bras de YAKOUA. Les populations sont de 30 à 50 échantillons par niveau sédimentaire. Tous les sédiments s'avèrent de texture argileuse : le pourcentage de la fraction de taille inférieure à 2 microns varie entre 70 et 90 %. Le pourcentage des sables est faible, moins de 5 % entre 2 et 10 m de profondeur. Il augmente légèrement au niveau de l'argile structurée de faciès grenu (17 %) et au niveau des vases grises. La fraction limon n'est bien représentée que dans l'argile "limoneuse" (20 à 30 %).

2. Minéralogie des argiles. La composition minéralogique des argiles a été déterminée aux rayons X par Mlle PAQUET et M. TARDY, de l'Institut de Géologie de Strasbourg. L'analyse diffractométrique porte sur 16 échantillons des carottages du bras de YAKOUA et 150 échantillons des sols de polders (Tableau IV).

Estimées semi-quantitativement, les proportions respectives des divers minéraux argileux sont assez constantes sur toute l'épaisseur de la série avec comme trait dominant la prépondérance nette de la montmorillonite. Cette homogénéité apparente doit toutefois être corrigée par quelques remarques :

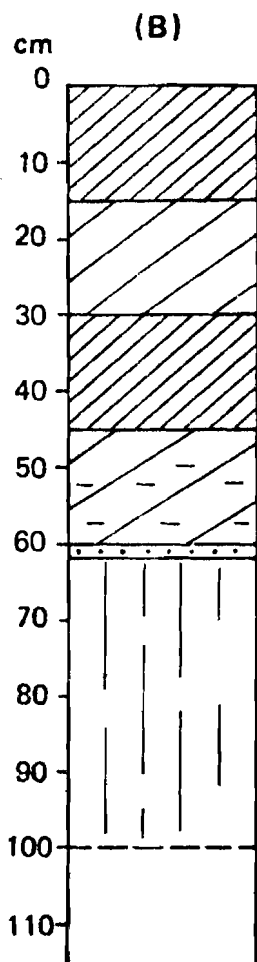
- au niveau des vases superficielles, les proportions respectives présentent une très faible variabilité dans l'espace, à l'échelle d'un bras du lac : 60 à 70 % de montmorillonite, 20 à 30 % de kaolinite, très peu d'illite.

- au niveau des argiles structurées, la variabilité dans l'espace est plus marquée, la proportion de montmorillonite variant entre 70 et 40 %, compensée par la kaolinite.

- au niveau des argiles "limoneuses", on note la présence d'interstratifiés.

- la présence d'attapulгите a été décelée aux rayons X, puis confirmée au microscope électronique à transmission dans quelques échantillons prélevés en milieu lacustre, vers 130 à 200 cm en particulier (tableau IV). L'attapulгите y est à l'état de traces. En revanche, elle n'a jamais été décelée dans les échantillons prélevés dans les polders.

3. Organisation sédimentaire. L'agencement des constituants a d'abord été observé au microscope optique sur des lames minces préparées après l'imprégnation. Les échantillons ainsi traités avaient perdu une partie de leur eau.



Vase brune

Vase grise

Vase brune

Vase plus sableuse et un
peu plus limoneuse

intercalation sableuse

Argile structurée

Passage progressif à
l'argile molle

Détail de la partie
supérieure de la coupe

argile structurée

argile molle

Argile limoneuse

tourbe

limon

sable

(A)

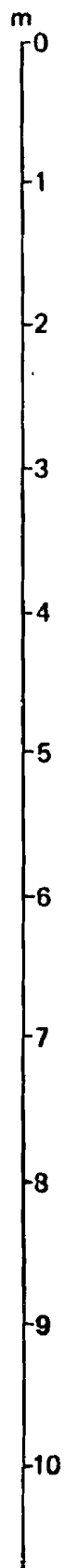


Fig. 9 - Coupe de la série lacustre dans la région des polders
(d'après DUPONT, 1972)

TABLEAU III. GRANULOMETRIE, * TENEURS EN CARBONE ET EN AZOTE,
ET CAPACITE D'ECHANGE DES DIVERS SEDIMENTS DE LA SERIE DE LARDE.

(d'après les données de B. DUPONT, 1972)

Désignation du matériau	Argile % 0 à 2 µ	Limon % 2 à 50 µ	Sables % 50-2000µ	Carbone %	Azote %	C/N	Capacité d'échange mé/100 g
Vase grise							
moyenne	74	12	14	76	5,7	13,4	49,5
médiane	78	12	9	73	5,6	13,1	51
minimum	30	2	3	49	3,8	10,4	40
maximum	84	19	56	98	7,5	16,8	57
Vase brune							
moyenne	74	16	10	142	8,5	15,6	59
médiane	75	17	8	132	8,5	15,6	57
minimum	47	4	2	63	5,5	11,5	45
maximum	86	26	49	232	12	21,4	81
Argile grenue							
moyenne	73	10	17	52	4,5	11,5	42,5
médiane	77	11	11	52	4,5	11,6	
minimum	47	4	4	32	3,3	9,7	40
maximum	86	21	49	79	7,1	12,9	45
Argile struc- turée							
moyenne	81	10	9	43	3,8	11	38
médiane	81	9	7	39	3,7	11,2	38,5
minimum	67	1	2	27	2,8	9,5	32,5
maximum	92	21	27	63	5,6	12,7	54,5
Argile molle							
moyenne	90	7	3	23	3,2	7,3	36,5
médiane	89	8	3	22	3,2	7,3	35,5
minimum	82	0	1	13	2,1	3,8	35
maximum	99	15	7	38	4,7	10	39
Argile limo- neuse*							
moyenne	69	26,5	4,5	82	6,4	13,2	32
médiane	70	26	4	86	6,4	13	31
minimum	50	15	1	28	3,5	8	30,5
maximum	79	49	35	116	8,3	14	33

* Compte non tenu de l'eau, de la matière organique, et des carbonates.

TABLEAU IV. MINERALOGIE DES ARGILES * SUR DEUX SONDAGES
DANS LE BRAS DU LAC TCHAD DE YAKOUA.

Premier carottage.

Nature du sédiment	Profondeur de prélèvement	Montmoril- lonites	Illites	Kaolinites	(10-14 _N -M)	Attapulgite
Vase brune	0 - 8 cm	7	traces	3		
Vase brune	17 - 22 cm	7	traces	3		
Argile grenue	22 - 50 cm	7	1	2		+
Argile struc- turée	50 - 60 cm	7	1	2		
"	150 - 200 cm	7	1	2		+
"	200 - 270 cm	7	1	2		
Argile molle	270 - 320 cm	8	traces	2		
"	480 - 530 cm	8	traces	2		
Argile limo- neuse	610 - 650 cm	7	traces	3		
"	800 - 840 cm		2	3	5	
Tourbe	910 - 920 cm		traces	3	7	

Deuxième carottage.

Vase grise	0 - 60 cm	7	1	2		
Argile grenue	60 - 90 cm	6	1	3		
Argile struc- turée	90 - 130 cm	6	1	3		
"	130 - 180 cm	7	traces	3		+
Argile molle	180 - 230 cm	8	traces	2		

* Les estimations semi-quantitatives sont exprimées en dixièmes. Les échantillons ont été prélevés par DUPONT (1972).

Désignation des matériaux

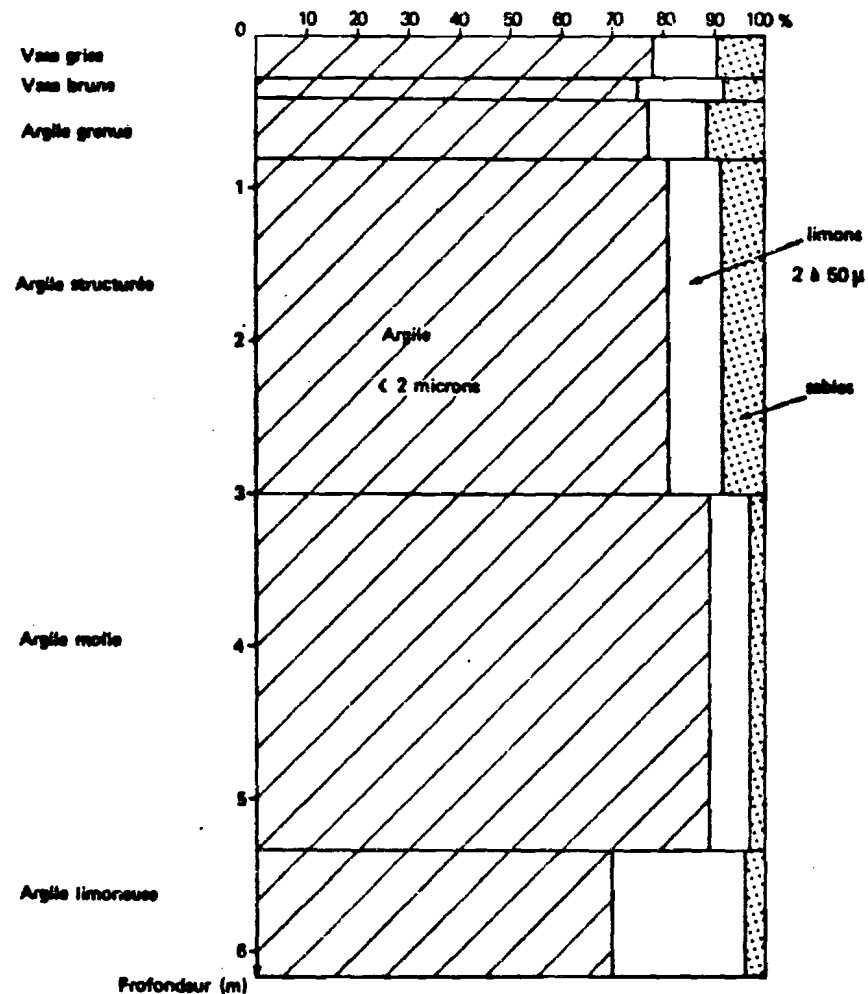


Fig. 10 - Variations verticales des caractéristiques granulométriques des sédiments (en pourcentages ; eau, matière organique et carbonates étant exclus)

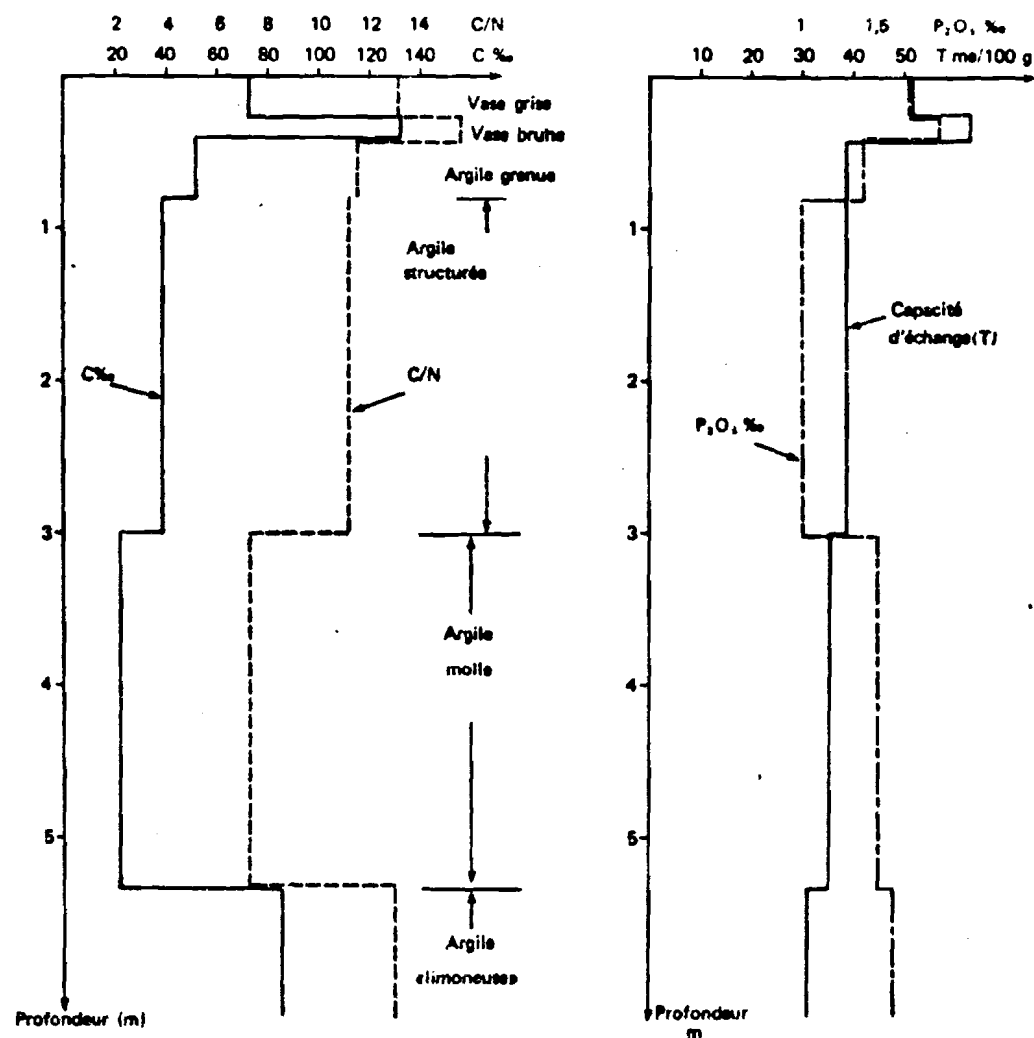


Fig. 11 - Variations verticales comparées : des teneurs en carbone organique, en phosphore total; des valeurs de C/N et de la capacité d'échange

Certaines relations furent observées au microscope électronique à balayage (CHEVERRY, FROMAGET, BOCQUIER, 1972). Ces études de l'organisation sédimentaire ont permis de distinguer : - le squelette siliceux (quartz et tests de diatomées) ; - le plasma argileux ; - les cristallisations héritées de la sédimentation ; - les organoreliques (matière organique).

A. Le squelette siliceux.

a) Les sables quartzeux présentent des formes émoussées, arrondies ou subanguleuses, et leur taille assez constante avoisine 200 microns. Ces sables sont soit mélangés aux autres constituants sans distribution particulière, soit groupés en lits subhorizontaux. Ce dernier cas s'observe plus particulièrement en bordure des polders, en contrebas immédiat des dunes environnantes. Tous ces sables ont d'ailleurs des caractéristiques de forme et de taille identiques à celles des sables dunaires voisins (DUPONT, 1972).

b) Les tests siliceux de diatomées, dont le genre le plus représenté est Mélosira, sont toujours présents dans ces sédiments lacustres, mais leur abondance est très variable. De nombreux comptages ont été effectués par SERVANT S., (communication personnelle) soit dans différents secteurs du lac pour les vases superficielles, soit sur la coupe de TJERI (SERVANT, M., 1973) pour les matériaux sous-jacents. Dans les vases des bras du lac abrités (cas de ceux transformés en polders), le pourcentage des diatomées varie entre 5 et 10 % *. Dans les argiles sous-jacentes, sur 2 m d'épaisseur, la proportion varie entre 0,2 à 5 %. Ces diatomées, dont les dimensions moyennes sont de l'ordre de 20 microns, présentent des formes en bâtonnets, en fuseaux ou en cylindres. Elles sont peu fragmentées, leurs contours sont très nets, et l'examen de quelques frustules au microscope électronique à balayage (Planche III, photographie n° 1) a montré que ces squelettes siliceux n'ont pas subi de dissolution après leur dépôt. Les diatomées sont généralement dispersées dans le plasma sans regroupement particulier. Cependant, quelques lits subhorizontaux à très fortes densités de diatomées ont été observées, soit en surface de vases récemment exondées (Planche I, photographie n° 2), soit à la base des argiles structurées.

Ces deux constituants du squelette, sables quartzeux et tests de diatomées, manifestent par leur nature et par certaines de leurs distributions une origine sédimentaire et vraisemblablement l'absence d'évolution depuis leur dépôt.

* Pourcentage par rapport à une diatomite "pure" prélevée au Nord du Tchad.

B. Le plasma argileux.

L'organisation de ce plasma a été décrite avec la terminologie de BREWER (1964).

a) Dans les argiles structurées, l'assemblage plasmique est très marqué avec une orientation parallèle préférentielle, qui s'exprime par une figure d'extinction striée dans une seule direction (Planche I, photographie n° 3). Cet assemblage a été dénommé unistrié ("unistrial fabric") par BREWER (1964), qui le considère avec BURNHAM (1970) comme caractéristique de roches sédimentaires ou de sédiments presque bruts.

b) À la base des vases organiques, l'assemblage est plutôt de type lattisepique : les séparations plasmiques sont en effet discontinues avec des orientations orthogonales. Sur ces mêmes échantillons, on observe également autour des grains de quartz ou autour des tests de diatomées des assemblages de type squelsepique, qui traduisent une orientation nettement modifiée du plasma argileux autour de ces éléments du squelette. Cet assemblage squel-lattisepique unistrié est également caractéristique de dépôts sédimentaires, mais dans ce cas son apparition pourrait être due à la très forte perte d'eau qu'ont subie ces vases à la suite du prélèvement.

Des observations au microscope électronique à balayage (Planche III, photographie n° 2) ont permis - à des grossissements voisins de 2.000 - de voir réellement l'arrangement unistrié des phyllites argileuses, ainsi que la modification de l'orientation de cet arrangement au contact d'un test de diatomée (assemblage devenant squelsepique).

C. Les cristallisations héritées de la sédimentation : la calcite

("niveau de carbonatation ancienne").

Dans les polders proches de la ville de Bol, on observe localement à faible profondeur, 10 cm environ, un niveau de couleur gris-clair à blanchâtre, dont l'épaisseur varie de 5 à 60 cm, et la teneur en carbonates de 10 à 70 %. On constate sur des lames minces qu'il s'agit de cristaux de très petite taille, de 1 à quelques microns, de forme arrondie. Les rayons X indiquent que ces carbonates sont une calcite légèrement magnésienne : 3 à 5 % de magnésium selon la méthode de GOLDSMITH et al., (1955). La carbonatation affecte le sommet des argiles structurées, et en particulier les argiles grenues.

Une datation au ^{14}C des carbonates d'un échantillon prélevé entre 45 et 55 cm, dans un horizon contenant 66 % de carbonates, a donné 430 ans \pm 95 B.P. (BUCKLEY et al. 1970). Cette datation confirme les données de l'

analyse micromorphologique des sols (CHEVERRY, 1969) : l'imprégnation du matériau par la calcite apparaît antérieure aux premières manifestations de la pédogenèse actuelle.

La répartition dans l'espace de ce niveau de "carbonatation" a été étudiée en détail dans les deux polders de GUINI et de BERIM (CHEVERRY et SAYOL, 1971). Cette répartition semble liée à la configuration du milieu de sédimentation. En effet :

- les dépôts de calcite les plus importants sont observés au fond des bras du lac Tchad.
- ces dépôts sont absents ou peu représentés dans les parties des bras qui étaient comprises entre plusieurs chenaux séparant des îles.

Cette répartition évoque un processus de précipitation chimique de calcite dans des bras du lac recouverts d'une lame d'eau de faible épaisseur. Ce processus est observé actuellement dans le nord du lac, dans une zone où les eaux dépassent la saturation en CaCO_3 . Dans le cas de cette carbonatation ancienne, la calcite aurait précipité au fond des bras, dans des zones d'eaux stagnantes. En revanche, elle n'aurait pas précipité dans les zones où les eaux pouvaient circuler, se renouveler.

D. Les organo-reliques.

La matière organique est toujours présente dans ces sédiments. Elle apparaît au moins "pro parte" figurée sous forme de petits amas qui sont considérés comme des organo-reliques, et dont les caractères et la distribution varient avec le matériau :

Ainsi dans l'argile structurée, pour des teneurs en matière organique comprises entre 4 et 9 % avec des rapports C/N également faibles, de 7,3 à 11,5, les amas observés sont très nombreux mais de petite taille (10 à 25 microns). Leur couleur est brun-noir en lumière naturelle et noire en lumière polarisée (isotropes). Leurs contours sont très distincts, et ils ne présentent pas de structures cellulaires végétales reconnaissables. Comme leur distribution est quelconque et sans relation avec un enracinement ou une horizonation, on peut penser qu'il s'agit d'un dépôt d'une matière organique déjà évoluée et fragmentée (organorelique).

Dans les vases, les caractères et la distribution des amas organiques sont très variés :

- Dans les vases grises, où la matière organique est plus abondante (13 %) et avec un rapport C/N de 13 à 13,5, les organoreliques sont nombreuses mais leur taille est très variable. La plupart ont des dimensions comprises entre 6 et 30 microns. Leurs contours sont distincts, assez anguleux, mais la forme générale reste arrondie. En revanche, quelques rares organoreliques sont beaucoup plus grandes (jusqu'à 200 microns) et leur forme est alors allongée.

- Dans les vases brunes très organiques (24 % avec un rapport C/N de 15,5), les organoreliques présentent des tailles encore plus variables, de 10 à 500 microns. Les plus grandes ont une forme très allongée. Elles sont systématiquement orientées horizontalement et sont regroupées en lits (Planche I, photographie n° 1) ; leur structure végétale est parfois reconnaissable.

On note donc que l'augmentation des teneurs en carbone et des valeurs du rapport C/N correspond étroitement à l'augmentation de la taille et du caractère d'arrangement horizontal des organo-reliques.

III. LA COMPOSITION CHIMIQUE DES SEDIMENTS.

1. Fer, Silice, Alumine.*

Les données obtenues après attaque triacide (Tableau V) révèlent que les valeurs du rapport moléculaire $\text{SiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3$ sont élevées : 4 dans les vases par exemple. Cette valeur diminue légèrement au sommet des argiles structurées (3,2), puis augmente à nouveau vers la base de ces argiles : 3,8 à 4,0. Le rapport $\text{SiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{R}_2\text{O}_3$ suit la même courbe de variation. Cette richesse en silice est liée pro parte à la présence de silice d'origine biologique (diatomées).

2. Les alcalins et les alcalino-terreux : bases totales, sels solubles, bases échangeables.

A. Bases totales (après attaque triacide).

Les teneurs en sodium varient peu dans les différents matériaux. Les teneurs en potassium augmentent légèrement à faible profondeur.

* Les méthodes analytiques utilisées sont présentées en annexe.

TABLEAU V. ANALYSES TOTALES DE SEDIMENTS PRELEVES DANS UN BRAS DU LAC NON POLAIRE. (Pourcentages pondéraux)

(Méthode aux triacides)

	Vase lac (DUPONT B.)	Vase lac (DUPONT B.)	Vase lac (CHEVERRY C.)	Argile lac 47-57 cm (DUPONT B.)	Argile lac 97-107 cm (DUPONT B.)	Argile lac 50-60 cm (CHEVERRY C.)
Perte au feu	16	25,7	22,2	16,3	14,3	12,9
Quartz et insoluble	24,2	13	23,9	8,95	17,3	10,9
SiO ₂	34,8	35,4	29,9	40,3	40,1	42,1
Al ₂ O ₃	15	14,3	12,5	21,3	17,6	22
Fe ₂ O ₃	6,5	6,7	7,5	8	6,75	7,75
TiO ₂	0,59	0,7	0,7	0,93	0,64	0,81
MnO ₂	0,045	0,065	0,1	0,045	0,035	0,043
CaO	0,62	0,68	0,8	0,65	0,6	0,8
MgO	0,80	0,78	0,71	0,94	0,84	0,89
K ₂ O	0,58	0,58	0,48	0,75	0,68	0,75
Na ₂ O	0,26	0,20	0,22	0,23	0,25	0,24
SiO ₂ /B ₂ O ₃ (moles)	3,08	3,23	2,92	2,58	3,1	2,64
SiO ₂ /Al ₂ O ₃ (moles)	3,93	4,20	4,03	3,20	3,87	3,23

	Conduc- tivité micro- mhos	Sels solubles (mé/100 g)			Capacité d'échan- ge mé/100g	Bases échangeables (mé/100 g)				Bases totales (mé/100 g)			
		Total pations	Na ⁺	K ⁺		Ca	Mg	K	Na	Ca	Mg	K	Na
Vase grise	35	0,9	0,13	0,04	49,5	20,2	11	1,3	0,8	28,5	35,2	10,2	7,1
Vase brune	47	0,9	0,11	0,05	59,6	22,4	10,9	1,1	1	22,1	40	12,2	8,4
Argile grenue	52	0,7	0,08	0,04		49,4	8,3	1,3	0,5	24,3	39	12,2	6,4
Argile structurée	33	0,8	0,08	0,03	38	18,1	8,3	1,3	0,5	23,2	47	15,9	7,4
Argile molle	37	0,6	0,06	0,03	36,5	16	8	1,1	0,5	28,5	44,2	15,9	7,74
Argile limoneuse	51	1,0	0,12	0,03	31,6	22,1	5,1	0,7	0,9	21,4	42	14,4	8

	(Na/K) soluble	(Na/K) échang.	(Na/K) total
Vase grise	3	0,6	0,5 à 0,7
Vase brune	2	0,9	
Argile grenue	2	0,4	0,45
Argile structurée	3	0,4	0,45 à 0,55
Argile molle	2	0,5	
Argile limoneuse	4	1,3	

TABLEAU VI. LA COMPOSITION CHIMIQUE DES SEDIMENTS :

SELS SOLUBLES, BASES ECHANGEABLES, BASES TOTALES.

Données d'après DUPONT (1972)

B. Sels solubles (après extraction à l'eau sur des sédiments préalablement séchés à l'air).

Les données sur les eaux intersticielles des sédiments sont fragmentaires. Elles montrent cependant que ces eaux sont généralement deux fois plus salées que l'eau libre lacustre et qu'elles en diffèrent, au niveau des vases, par une plus forte teneur relative en magnésium et en silicates (CARMOUZE et al. 1972). Les données recueillies par B. DUPONT (1972) sur les échantillons du bras de YAKOUA sont des données obtenues après séchage des échantillons à l'air. Ce séchage entraîne des modifications en partie irréversibles (HOFSTEE, 1972 ; PARASHIVA MURTHY et al. 1972). Les données suffisent cependant pour une caractérisation globale de la salure des sédiments :

La teneur en sels solubles est très faible sur la tranche de sédiments de 10 m d'épaisseur : la somme des cations est inférieure à 1 mé/100 g de sédiment sec. Le sodium représente moins de 30 % de cette somme.

C. La capacité d'échange et les bases échangeables (sur des échantillons préalablement séchés à l'air).

- la capacité d'échange varie selon les sédiments de 30 à 60 mé/100 g (cf. Tableau III). Une certaine relation existe entre la valeur de cette capacité d'échange et le taux de matière organique (Fig. n° 11). La capacité d'échange mesurée est nettement inférieure à celle, théorique, calculée en ajoutant la capacité d'échange des constituants minéraux et organiques (de l'ordre de 1 mé par gramme de montmorillonite, et de 3 mé par gramme de matière organique). Cette perte de capacité d'échange suggère l'établissement de relations entre l'argile et la matière organique (CALVET, 1963). Parmi les bases occupant ces sites d'échange, la proportion relative du sodium est faible : moins de 2 % de la capacité d'échange. Les alcalino-terreux sont en revanche très bien représentés.

En rapprochant ces données de celles concernant les sels solubles et les bases totales, on constate que le sodium représente respectivement, par rapport à la somme des cations : 10 % dans le cas des bases totales ; 2 % dans celui des bases échangeables ; et enfin de l'ordre de 30 % dans celui des sels solubles présents soit dans les sédiments, soit dans les eaux voisines du lac. C'est donc sous forme soluble que le sodium est le mieux représenté. En revanche, c'est sous forme de bases échangeables que les alcalino-terreux, et le calcium en particulier, sont les plus abondants dans ces sédiments.

3. La composition de la matière organique.

A. Le carbone organique.

Les valeurs obtenues par DUPONT (1972) ont été reprises (Tableau III). Les sédiments les plus riches en carbone organique sont d'une part les sédiments les plus récents (vases grises et surtout vases brunes), et d'autre part l'argile "limoneuse", vers 5 m de profondeur. Ces mêmes sédiments sont également ceux qui présentent les valeurs les plus élevées du rapport C/N : de l'ordre de 15.

B. Le soufre organique.

Les composés du soufre joueront un grand rôle dans le régime salin des polders, à l'état minéralisé et oxydé de sulfates. Or l'analyse des sédiments lacustres montre que ceux-ci ne contiennent que peu de composés du soufre à l'état minéral, alors que les teneurs en soufre total sont élevées.

Les sulfures métalliques notamment sont peu représentés. Ils ont été étudiés dans un sol très récemment exondé (profil n° 1 : chapitre III), et non encore colonisé par la végétation. Ces sulfures sont des sulfures de fer se présentant en taches noires de forme arrondie. Ils sont observés soit au niveau des vases brunes, soit des argiles structurées. Leur teneur, mesurée par la méthode de GONI et al. (1966) est au maximum de 0,3 ‰. Ils sont mal cristallisés : la diffraction aux rayons X ne donne ni les pics de la pyrite (FeS_2) ni ceux de la troïlite (FeS). Mis en contact à l'air, on constate qu'ils se réoxydent rapidement (24 h).

Ces teneurs en sulfures sont nettement plus faibles que celles en soufre total. Le soufre total a été déterminé à l'état de SO_2 , par coulométrie, après passage dans un four à 1450° et piégeage des autres gaz. Les teneurs varient entre 1 et 4 ‰. Ceci suggère que les fortes valeurs de soufre total correspondent avant tout à la forme organique de cet élément. En effet, le soufre naissant n'est pratiquement pas représenté, de même que les sulfates dans les eaux interstitielles. On a cherché à vérifier ce point en utilisant, sur quelques échantillons, la méthode de CHANTRET (1970). Cette méthode associe des mesures en continu, grâce à des détecteurs^{spécifiques}, du dégagement des gaz CO_2 et SO_2 , à une analyse thermique différentielle. La simultanéité, dans un domaine de température donné, des pics exothermiques correspondant à la combustion de la matière organique (courbe d'ATD), et des pics de dégagement de CO_2 et de SO_2 (détecteurs), permet de conclure au caractère organique du soufre de ce SO_2 . Cette méthode fournit, par planimétrie, une estimation des teneurs en soufre organique (VIEILLEFON et al. 1973). Un des diagrammes obtenu

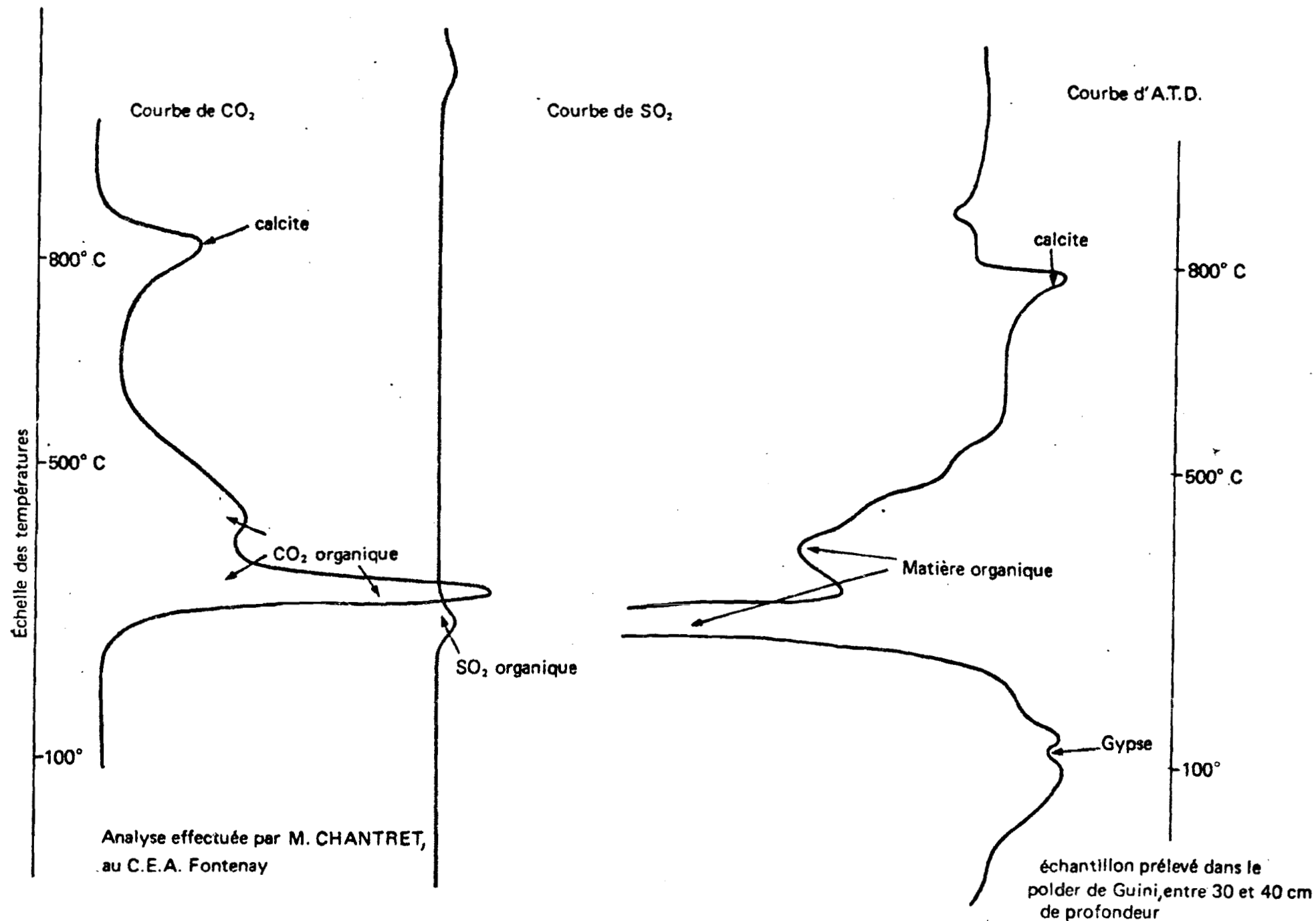


Fig. 12 - Dosage du soufre organique par la méthode CHANTRET

avec un sédiment des polders est présenté dans la figure n° 12 : la teneur en soufre organique est, dans ce cas, de 0,8 ‰. La valeur du rapport $C_{org.}/S_{org.}$ est de l'ordre de 70 : cette valeur est proche de celles relevées par TABATABAI et al. (1972), et dont la moyenne est de 100.

Une caractérisation physico-chimique plus détaillée de cette matière organique, ainsi que l'étude de son évolution dans les sols après l'exondation, feront l'objet d'un chapitre spécial (ch. VIII), consacré à la géochimie organique.

IV. L'ETUDE COMPLEMENTAIRE DE DEUX PROBLEMES.

Cette caractérisation sommaire des sédiments permet d'aborder deux problèmes particuliers : - celui de l'origine de la matière organique incorporée au sédiment ; - et celui de l'histoire récente de ces dépôts lacustres.

1. L'origine de la matière organique incorporée au sédiment.

Les données morphologiques et analytiques sur la matière organique des sédiments convergent et permettent de regrouper les éléments suivants d'interprétation :

A. La matière organique n'est pas liée à un enracinement actuel ou récent d'une végétation qui aurait été ~~ancrée~~ dans le sédiment. On observe en effet peu de traces de racines, d'arrangement vertical ou en réseau racinaire des organo-reliques. D'ailleurs, une telle végétation n'existe aujourd'hui que localement, sur certaines bordures, ou au fond de certains bras du lac Tchad.

B. L'enrichissement de certains niveaux sédimentaires en matière organique correspond à un ~~enrichissement~~ en débris végétaux très finement fragmentés, partiellement évolués, et déjà liés aux argiles :

a) Il a déjà été noté que, pour des matériaux différents, les augmentations des teneurs en carbone, des valeurs du rapport C/N, de la taille et du caractère d'arrangement horizontal des organo-reliques sont liées.

b) Le matériau le moins riche en matière organique est l' "argile molle". Le fait que les valeurs du rapport C/N, mais aussi C/P (Fig. n° 11) soient alors les plus faibles suggère un rapprochement avec le "clay-humus flake" des vases marines (PONS et al. 1965). Il s'agit d'un complexe argilo-humique floconneux caractéristique des vases au moment de leur exondation. Ce complexe serait dérivé de l'activité biologique, du plancton notamment (KAMPS, 1950).

c) L'enrichissement des autres niveaux sédimentaires en matière organique est plus ou moins marqué ; il s'agit de fragments très finement divisés d'une matière organique qui, dans certains cas, est incontestablement d'origine végétale.

On peut être ainsi conduit à penser que ces fragments organiques proviennent d'une végétation flottante, comparable à celle qui est si commune aujourd'hui sur le lac Tchad, sous forme d'"îles flottantes" de Cyperus papyrus. Ces fragments auraient pu sédimenter simultanément avec des particules minérales. L'étude physico-chimique qui sera présentée au chapitre VIII montrera d'ailleurs que la matière organique des vases est très généralement composée de lignine. Les valeurs du rapport C/N ne dépassent toutefois pas 16. Les niveaux de tourbe proprement dite sont peu représentés entre 0 et 5 m de profondeur.

En résumé, les sédiments superficiels du lac Tchad dans la région des polders (Archipel) sont riches en une matière organique à C/N presque toujours inférieur à 16, et plus ou moins élevé selon l'enrichissement du matériau en amas organiques. Cette matière organique s'oriente plutôt sur la voie de liaisons avec l'argile que sur la voie d'une individualisation à l'état de tourbe. L'origine de cette matière organique est, en particulier au niveau des vases récentes, principalement d'origine végétale.

2. L'histoire récente de ces dépôts sédimentaires.

Dans la succession des divers niveaux, sur la tranche superficielle de 5 m d'épaisseur plus particulièrement étudiée, certains caractères de sédimentation récente s'affirment. Il s'agit :

- des limites entre niveaux, qui sont horizontales et régulières.
- des fines intercalations de sables dunaires, des lits plus riches en diatomées, qui le sont également ; des amas organiques de plus grandes dimensions, dans les vases brunes, qui ont une orientation horizontale privilégiée.

Ces divers matériaux sont gorgés d'eau et ne présentent en général ni consistance ni organisation structurale. Cependant, dans cette séquence sédimentaire, un matériau tranche nettement, c'est l'argile structurée. Cette structure de l'argile aurait pu être acquise lors d'une phase de retrait des eaux qui se serait située vers 450 - 500 ans B.P. (DUPONT, 1970). En effet :

- DUPONT (1972) a remarqué que la structure polyédrique ne s'observe pas dans les zones les plus profondes du lac Tchad, probablement jamais exondées lors du dernier millénaire.

- l'enrichissement en calcite, attribué à un processus de concentration des solutions par évaporation, se localise précisément au sommet des argiles structurées. Rappelons qu'une datation de ce niveau a donné 430 ans B.P. En outre, dans ce niveau enrichi en calcite, on observe fréquemment des lits de 2 à 3 cm d'épaisseur, constitués d'agrégats argileux ayant subi une cuisson par le feu (couleur rose ou noire, perte totale d'élasticité).

- enfin, le processus de dessèchement peut être reproduit expérimentalement à partir de vases molles. Soumises à une dessiccation prolongée, à une température de 60°, on constate que ces vases acquièrent un état de cohésion, une consistance qu'elles ne reperdent que partiellement en cas de réhumectation ou de resubmersion ultérieures.

Ces observations, qui se relient à l'ensemble des données déjà présentées pour caractériser ces matériaux, confirment donc l'histoire de ces sédiments récents, dont les grandes lignes ont été déjà dégagées par les travaux de DUPONT, 1967, 1972 ; SERVANT, 1973 ; MALEY, 1973.

Ainsi, la série débute par une séquence d'argiles limoneuses dont la base a été datée de 8.900 ans B.P. Les conditions furent alors favorables à une certaine accumulation de matière organique.

La sédimentation se poursuit par une séquence d'argiles molles, à matière organique moins abondante et dont le C/N est très bas. Vers sa partie supérieure, le matériau s'enrichit en sable, et en une matière organique à

C/N plus élevé. La partie supérieure subit les conséquences d'une phase aride, acquiert une structure en partie irréversible et s'enrichit localement en calcite.

Elle se termine par une séquence de dépôts subactuels, formés depuis 500 ans, avec une alternance de vases plus ou moins riches en matière organique, principalement d'origine végétale.

Cette chronologie est en particulier à rapprocher des travaux de MALEY (1973) sur le dernier millénaire. Cet auteur estime en effet qu' "entre les VIII - X^e siècles et jusque vers le milieu du XVI^e siècle, le lac a oscillé entre des niveaux bas (281 m) ou moyens (282 m). Une transgression très nette s'est manifestée de la fin du XVI^e à la fin du XVIII^e siècle".

Cette succession rendrait assez bien compte de la superposition de vases brunes sur des argiles structurées plus ou moins enrichies en carbonate de calcium.

Les traits essentiels de l'héritage que lègue la sédimentation lacustre tiennent donc à la nature et aux propriétés des deux principaux constituants :

- l'argile montmorillonitique, à forte capacité d'échange, sensible au gonflement en présence d'eau, à la dispersion en milieu sodique.

- la matière organique, qui viendra modifier les propriétés de l'argile en se liant à elle. Ces modifications se révéleront fonction des modalités du dessèchement après l'exondation, et du contexte chimique dans lequel il se déroulera, ainsi que des modalités du processus d'humification.

Le constituant organique joue par ailleurs le rôle d'une réserve en éléments chimiques. La minéralisation et la libération de cette réserve minérale, dépendra elle aussi des conditions physico-chimiques du milieu des polders.

CHAPITRE III. LA MODIFICATION DU REGIME DES EAUX LORS DE LA CREATION DU POLDER.

Le passage d'un régime de submersion à un régime de remontées capillaires.

Lorsqu'un bras du lac Tchad est isolé par un ou plusieurs barrages, la lame des eaux résiduelles emprisonnées diminue de volume par suite de l'évaporation. Elle se retire progressivement vers les parties centrales et basses du nouveau polder, en déposant ses sels. Une nappe phréatique prend le relais à partir des bas de pente dunaire, à faible profondeur dans les sédiments.

Les modalités de ce passage d'un régime de submersion à un régime de remontées capillaires ont été étudiées plus particulièrement dans le bras du lac de DJIBOULBOUL, à 20 Km au Nord-Est de la ville de BOL (Fig. n° 13). Ce bras fut isolé * le 10 Mars 1967. Des observations, mesures "in situ", et des prélèvements, furent depuis lors effectuées en Décembre 1968, Avril, Août et Décembre 1969, Février, Avril, Août et Décembre 1970, et enfin Avril et Décembre 1971. La coupe transversale du fond exondé (Fig. n° 15) et la nature des sédiments tapissant ce fond sont assez représentatives des nombreux bras du lac susceptibles d'être transformés en polders dans cette région de BOL.

L'instant initial de l'évolution du système que constitue le polder a été choisi comme étant le moment de la fermeture du barrage. Les modifications du régime des eaux qui surviennent alors, et les dépôts de sels qui en sont la conséquence, constituent donc les premières manifestations de l'évolution de ce système. Mais ces diverses masses d'eaux seront surtout étudiées en tant que facteurs de la pédogenèse proprement dite, qui se développera après l'exondation des sédiments.

* Une première tentative d'isolement avait eu lieu en 1954-1955. Cette tentative fut vouée à l'échec par la forte montée du niveau du lac en 1955, qui emporta le barrage.

I. LA LAME D'EAU DE SUBMERSION.

1. Les variations de la hauteur de la lame d'eau de submersion après la fermeture du barrage.

En 1967, lors de la fermeture du barrage, le polder de DJIBOULBOUL était recouvert par une lame d'eau de trois mètres d'épaisseur en moyenne. En Février 1970, cette lame ne recouvrait plus que la partie centrale du polder, son niveau ayant baissé de 2,77 m (Tableau VII).

TABLEAU VII. VARIATIONS DU NIVEAU DE LA LAME D'EAU DE SUBMERSION DANS LE POLDER DE DJIBOULBOUL APRES LA FERMETURE DU BARRAGE.

Date	Niveau du lac Tchad à BOL (IGN, 1956)	Niveau de la lame d'eau de submersion	Dénivelée lame d'eau/lac (en m)	Baisse de hauteur de la lame depuis la fermeture (en m)
10 Mars 1967 (fermeture barrage)	282,12 m	282,12 m	0	0
10 Décembre 1968	281,79 m	280,19 m	1,60	1,93
16 Avril 1969	281,37 m	279,83 m	1,54	2,29
23 Août 1969	281,06 m	279,64 m	1,42	2,48
14 Décembre 1969	281,39 m	279,43 m	1,96	2,69
10 Février 1970	281,34 m	279,35 m	1,99	2,77

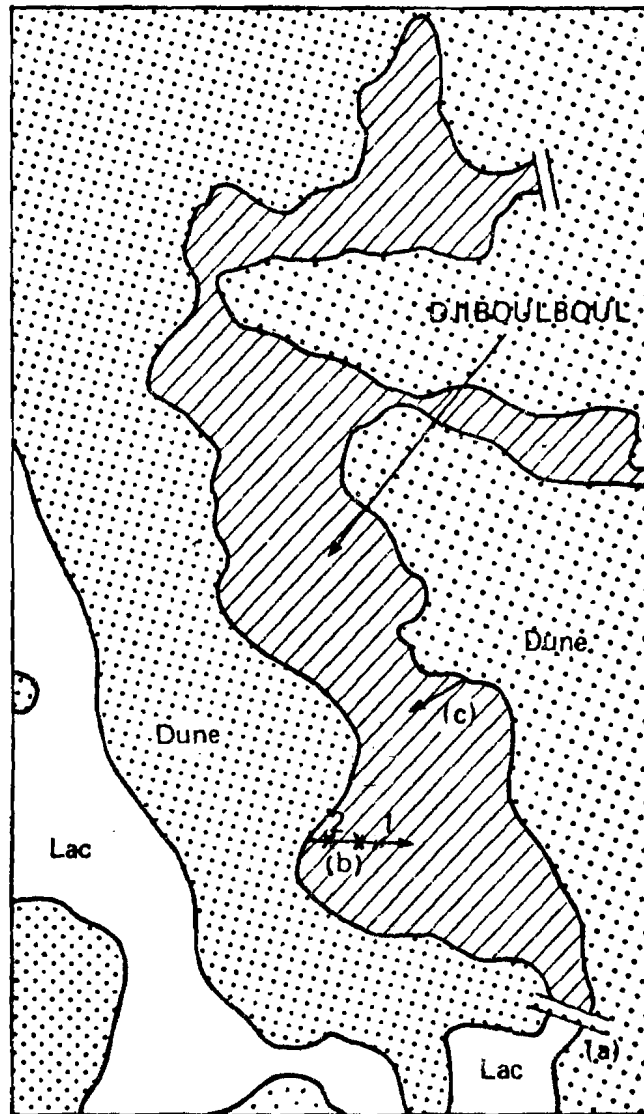
L'intensité annuelle des infiltrations alimentant cette lame d'eau peut être évaluée par le bilan hydrologique. La diminution de l'épaisseur de la lame traduit en effet le déséquilibre entre les pertes et les apports en eau. Les pertes sont connues : il s'agit de l'évaporation d'une lame d'eau libre, soit une hauteur d'environ 220 cm par an. Cette valeur, admise pour l'évaporation du lac Tchad (TOUCHEBEUF DE LUSSIGNY, 1969), est proche de l'évapotranspiration potentielle mesurée à la station de BOL, (RIOU, 1972). Les apports comprennent les pluies et les infiltrations. Les précipitations annuelles furent de 35,5 cm en 1967 ; 19,5 cm en 1968 et 26,5 cm en 1969.

L'équation traduisant le déséquilibre pour la période du 10 Mars 1967 au 10 Février 1970, s'écrit (en cm) :

$$277 = \left(220 \times \frac{35}{12} \right) - (35,5 + 19,5 + 26,5 + \text{infiltrations})$$

(baisse du niveau) (évaporation pendant 35 mois) (précipitations)

Echelle 1/ 50 000



a): barrage

b), c): axes étudiés

x¹, x²: profils n^{os} 1 et 2

Fig. 13 - Le polder de DJIBOULBOUL :
localisation des axes et des profils décrits

Sa résolution donne : infiltrations = 282 cm pour la période considérée. Ce calcul suppose que le polder constitue un récipient à fond plat et à parois verticales. Si l'on tient compte de la forme réelle du fond du polder, telle qu'indiquée par des levés topographiques, le volume d'eau réellement perdu apparaît surestimé de 13 % et les infiltrations sous-estimées d'autant.

En conclusion, les infiltrations alimentant directement la lame d'eau de submersion ont représenté une tranche d'eau d'environ 1 mètre de hauteur par an.

Les eaux de submersion comprennent donc :

- des eaux du lac emprisonnées (les "eaux résiduelles")
- des eaux d'infiltration.

2. Les variations de la composition chimique des eaux de submersion en fonction de leur concentration.

Treize échantillons d'eaux furent prélevés à différents stades de l'assèchement de la lame d'eau. La gamme des conductivités s'étale de 0,14 à 6,15 mmhos cm^{-1} , soit un résidu sec de 0,1 à 5 g de sel par litre. On constate (Tableau VIII) que lorsque ces eaux se concentrent, leur pH augmente, l'anion CO_3^{--} apparaît, et les alcalino-terreux Ca^{++} et Mg^{++} sont éliminés par précipitation.

Les eaux de submersion acquièrent donc, lors de leur retrait, un faciès bicarbonaté et carbonaté sodique. L'étude des variations des teneurs des divers ions en fonction de la conductivité permet de préciser le sens de l'évolution (Fig. n° 14) :

A. Les teneurs en Ca^{++} et Mg^{++} augmentent lors des premières phases de la concentration, mais décroissent brutalement dès l'apparition de l'anion CO_3^{--} . Ces carbonates apparaissent pour une conductivité d'environ 1 mmho.

B. Les teneurs des autres ions augmentent avec la concentration globale des eaux. Dans la gamme de concentration considérée, l'augmentation est d'allure exponentielle pour les ions Na^+ et Cl^- . Le rapport $\text{Na}^+ / \text{Cl}^-$ reste constant d'après l'examen des droites $\log \text{Na}^+$ et $\log \text{Cl}^- = a \cdot \text{EC}^* + b$; ces droites ont en effet une pente presque identique. L'augmentation est en revanche moins rapide pour les ions HCO_3^- et K^+ . La valeur du rapport Na^+ / K^+ , notamment, diminue.

* EC = symbole de la conductivité (= "electrical conductivity").

TABLEAU VIII. EVOLUTION DE LA COMPOSITION DES EAUX DE SUBMERSION EN FONCTION DE LEUR CONCENTRATION.

(Les eaux sont classées par ordre de conductivité croissante).

Lieu du prélèvement	Date du prélèvement	E.C. mmhos	pH	Cations en mé/litre					Anions en mé/litre					Silice mg/l
				Ca	Mg	Na	K	Somme	Cl	SO ₄	CO ₃	HCO ₃	Somme	
Lac Tchad (au large de Bol)	1968	0,14		0,56	0,36	0,36	0,13	1,41	tr.	tr.	0	1,4	1,4	30-40
Lac Tchad (au pied du barrage)	4/1969	0,21	7,3	0,8	0,6	0,6	0,2	2,2	tr.	0,1	0	2	2,1	49
Ruisseau d'infiltration sous le barrage	4/1969	0,22	7,5	0,85	0,6	0,6	0,2	2,3	tr.	tr.	0	2,25	2,25	
Lame d'eau au pied du barrage (côté polder)	4/1969	0,31	7,7	1,5	0,9	0,7	0,3	3,4	tr.	0,1	0	3,15	3,25	
" " " "	4/1971	0,66	7,4	1,9	1	4,3	0,35	7,55	0,1	0,4	0	7,2	7,7	
Lame d'eau au centre du polder	12/1968	1,8	9	0,3	0,4	16,6	3	20,3	0,8	0,4	3,4	15,6	20,2	110
"	4/1969	2,25	8,2	0,6	0,4	21,2	3,7	25,9	1	0,15	4	20	25,15	
"	4/1969	2,65	8,7	0,4	0,3	26,7	4,6	32	1,2	0,2	7,4	23,9	32,5	103
"		2,8	9,5	0,45	0,4	29	2,8	32,65	1,3	0,4	11,3	18,8	31,2	
Lame d'eau au pied du barrage	8/1969	3	9,2	0,35	0,4	29,6	5,1	35,45	1,4	1,2	10	22,3	34,9	120
Lame d'eau au fond du polder	4/1969	3,05	8,9	0,7	1,35	26	4,9	33	1,35	0,05	4	28,9	34,2	
"	8/1969	4,05	9,3	0,1	0,2	42	7,7	50	1,9	0,7	23	23	47,6	150
"	8/1970	5,15	9,2	tr.	tr.	73	4,5	77,5	4,35	1,4	16,5	52,2	74,5	
Lame d'eau du polder de CARRE	8/1970	40,9	9,6	tr.	tr.	510	25,4	635	30,4	7,2	430	157	645	

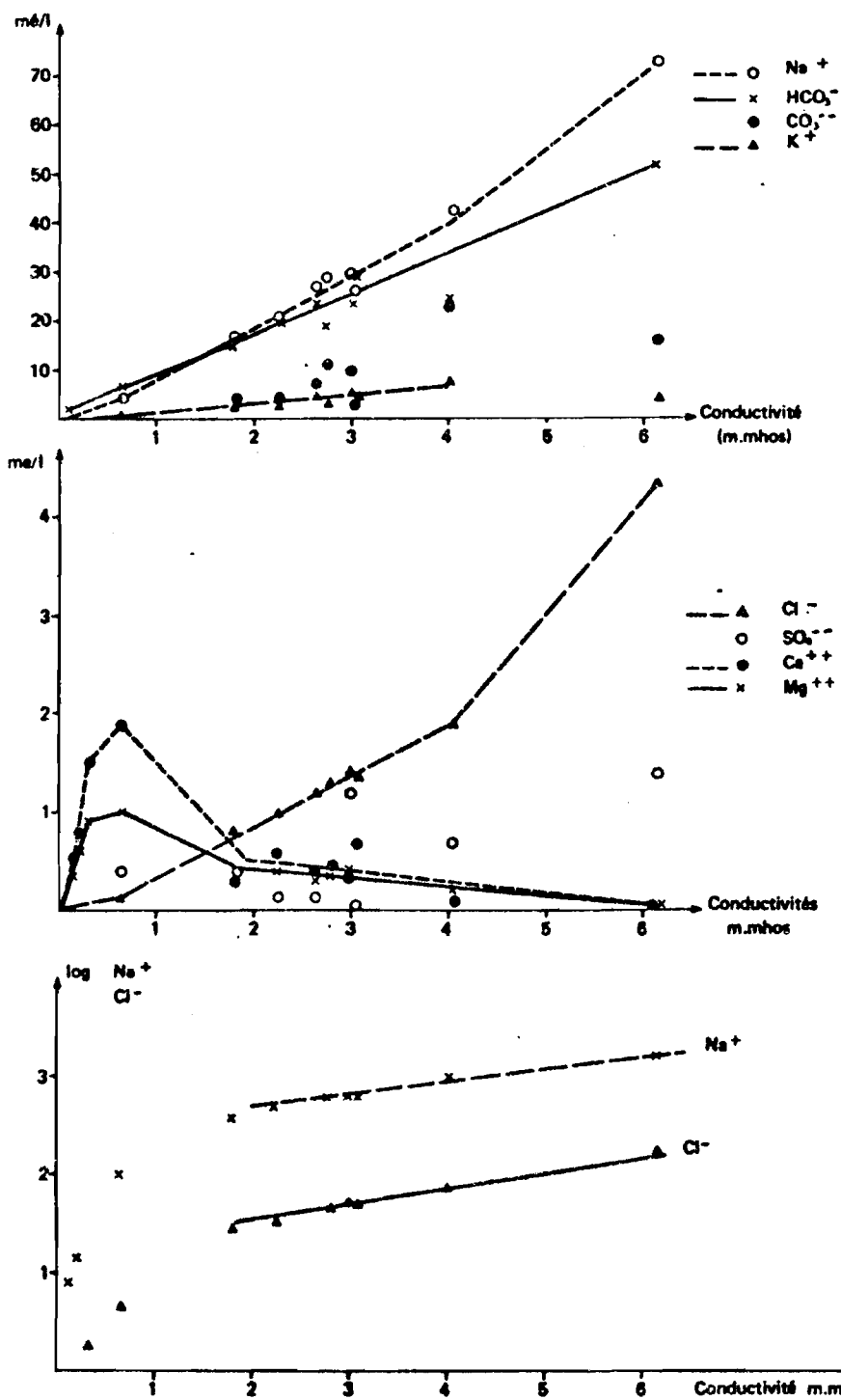


Fig. 14 - Variations de la composition chimique des eaux de submersion en fonction de leur concentration par évaporation

3. Les paragenèses salines directement liées à la concentration et au retrait des eaux de submersion.

La concentration des eaux résiduelles de submersion conduit à un dépôt de phases cristallines à la surface des sédiments. Les paragenèses observées sont :

- la calcite, CaCO_3 . Cette calcite est légèrement magnésienne. La proportion de magnésium en substitution au calcium dans le réseau est de l'ordre de 2 à 4 % (WEBER, F. 1972 - communication personnelle). Ces résultats sont ceux de la méthode de GOLDSMITH (1955) basée sur le déplacement des raies des diagrammes obtenus par diffractométrie aux RX en cas de substitution. Les diagrammes ont été effectués avec une vitesse de balayage très lente de façon à obtenir le meilleur "effet de pointe" possible. Les taux de substitution indiqués sont des valeurs maximales. Les substitutions par des ions plus petits que Ca^{++} , tels l'ion Fe^{++} peuvent avoir en effet les mêmes conséquences que le magnésium quant au déplacement des raies.

- la gaylussite, CaCO_3 , Na_2CO_3 , $5 \text{H}_2\text{O}$.

- le trona, $\text{NaHCO}_3 \cdot \text{Na}_2\text{CO}_3$, $2 \text{H}_2\text{O}$;

- la présence de feldspaths potassiques a été notée sur les diagrammes de diffraction aux rayons X, sur des échantillons de sels de surface prélevés à une certaine distance du bas de pente dunaire.

- aucun silicate sodique n'a été décelé dans ces croûtes.

La plupart de ces paragenèses peuvent donc être rattachées aux variations ioniques précédemment décrites dans les eaux de submersion ; le calcium et une faible partie du magnésium précipitent à l'état de calcite ; une partie du sodium précipite à l'état de carbonate de sodium. L'hypothèse d'une liaison entre l'appauvrissement relatif des eaux en potassium et la présence de feldspaths potassiques (PARKER, 1971) dans certains dépôts de bordure ne sera pas argumentée à ce stade de l'étude.

4. Conclusion.

A. Les modifications de la composition des eaux de submersion qui viennent d'être décrites sont à rapprocher de celles mises en évidence au fond de certains bras du lac Tchad (CARMOUZE, 1968, 1970 ; ROCHE, 1969). Dans ces cas de milieux confinés, les eaux acquièrent un caractère très fortement alcalin.

B. On assiste à une immobilisation partielle et différentielle des ions originellement dissous dans les eaux de submersion. Cette immobilisation correspond notamment à quelques sels particuliers qui se déposent en surface des sédiments. Mais une autre partie des ions demeure au sein du sédiment, dans les eaux interstitielles. Ces ions se localisent en particulier dans la tranche superficielle, où ils interviendront directement dans les premières phases de la pédogenèse. En effet aucun développement de la végétation lors du retrait des eaux n'a pu provoquer des immobilisations biologiques de ces ions.

II. LA NAPPE PHREATIQUE.

1. Le profil transversal de la nappe phréatique.

Deux axes recoupant transversalement le polder depuis les bas de pente dunaire jusqu'au centre encore inondé furent étudiés. L'un est orienté W.E. ; l'autre E.W.

Lorsque la lame d'eau de submersion se retire vers les parties basses du polder, une nappe phréatique prend le relais à partir des bordures* du polder. Du point de vue altimétrique, cette nappe reste à toutes les périodes à une cote inférieure à celle des eaux du lac Tchad.

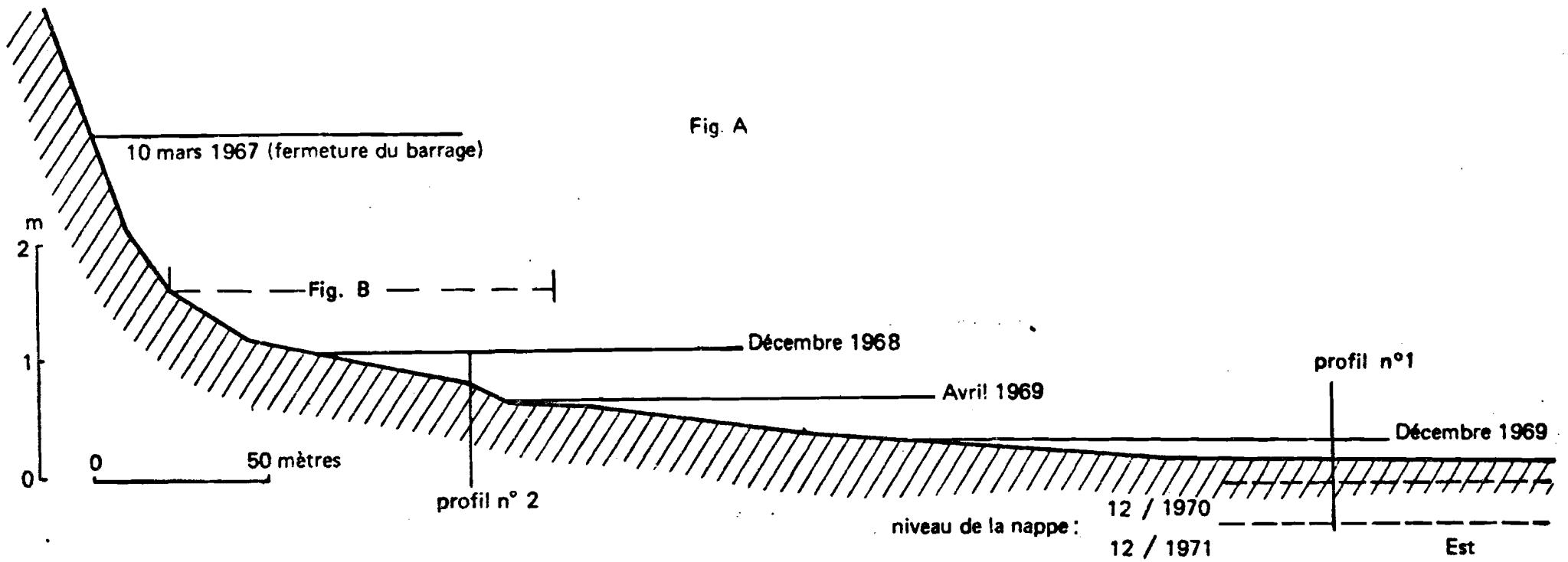
Le profil transversal de la nappe se décompose en trois parties :

- en bas de pente dunaire, côté ouest du polder, la nappe présente une faible pente descendante, de l'ordre de 3 ‰ orientée vers le centre du polder. De telles pentes ont déjà été signalées dans le cas d'autres polders (DIELEMAN-DE-RIDDER, 1963 ; CHEVERRY, 1965 ; ROCHE, 1970). Ce phénomène n'est pas général : sur la bordure est du polder de DJIBOULBOUL, la pente n'est pas décelable.

- en bordure du polder lui-même, sur une large fonction du degré d'assèchement, la nappe phréatique est dans le sol à son niveau piézométrique et n'a pas de pente décelable. Cette nappe évolue dans le matériau "argile structurée", matériau dont la perméabilité latérale est élevée.

- en aval, dans le secteur exondé depuis moins de six mois, les eaux de la nappe résiduelle imprègnent encore les vases ; la nappe phréatique proprement dite est captive, et en charge vers 30 à 50 m de profondeur. Dans ce secteur, les deux masses d'eau (eaux résiduelles lacustres, nappe

* Par bordure du polder, on entend la limite haute des eaux du lac dans les quelques années qui ont précédé la fermeture du barrage.



Ouest

Fig. B

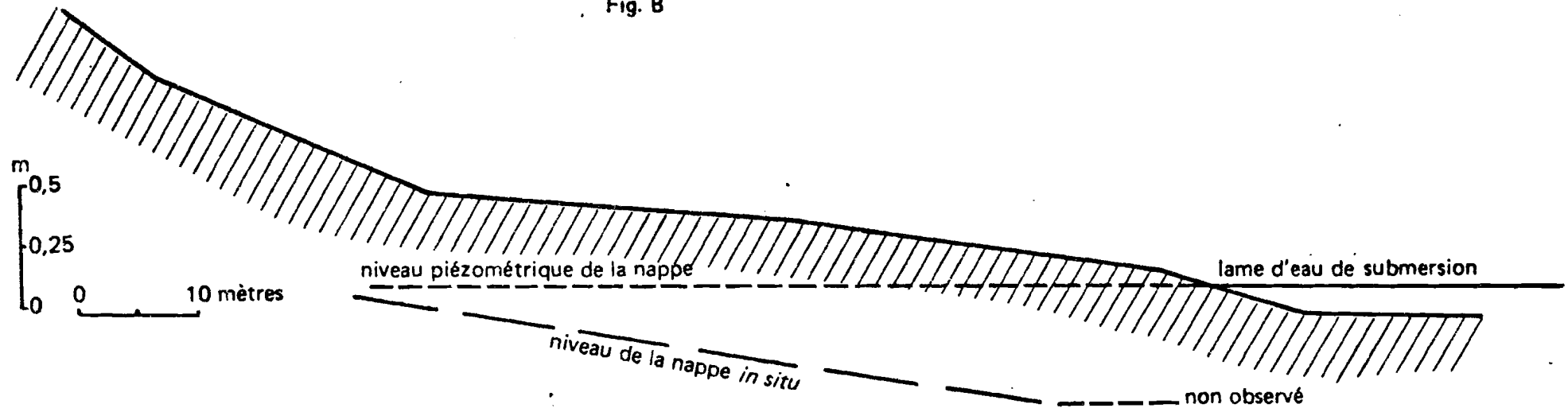


Fig. 15 - Coupe transversale du fond du polder sur sa partie ouest.
 A. Variations de la hauteur de la lame d'eau de submersion avec l'assèchement.
 B. Détail du raccordement entre lame d'eau et nappe en avril 1969.

phréatique) semblent relativement indépendantes, comme si les sédiments superficiels, gorgés d'eau et peu perméables, limitaient les infiltrations entre la nappe phréatique légèrement artésienne, et les eaux résiduelles de submersion.

La limite entre le secteur où la nappe phréatique est à son niveau piézométrique et celui où elle est captive, se décale progressivement vers l'aval * au cours de l'assèchement.

2. Les caractéristiques physico-chimiques des eaux de la nappe phréatique.

Les mesures sont limitées à la tranche supérieure des eaux de la nappe.

A. Température (Tableau IX).

La température des eaux de la nappe diminue de la dune vers le centre du polder : la masse dunaire joue le rôle d'un réservoir thermique vis-à-vis du polder. Ce dernier est en effet soumis à un "effet d'oasis", que l'on peut expliquer ainsi : en aval du polder, la présence d'eau, libre ou à faible profondeur, détermine une forte évaporation consommatrice d'énergie. La température de la surface évaporante est abaissée. Le phénomène est moins marqué en amont, car la nappe est plus profonde et l'évaporation plus faible. Il est encore moins marqué sous la dune. L'existence d'un gradient thermique horizontal entraîne un flux de chaleur vers la surface la moins chaude (RIOU, 1972) donc vers le polder. La masse dunaire joue par ailleurs le rôle de régulateur thermique : l'amplitude des variations de température au cours de l'année y est plus faible qu'au niveau du polder.

TABLEAU IX. TEMPERATURE DES EAUX DE LA NAPPE (en degrés centigrades) EN FONCTION DE LA SAISON ET DE L'ELOIGNEMENT AU MASSIF DUNAIRE.

Distance au bas de pente dunaire	0	50 m	100 m	150 m	175 m	200 m	250 m
Août 1969	31,1	28,7	27,9		Submersion		
Décembre 1969	28,8	27		24,8		Submersion	
Février 1970	29,7	27,6	25	23,5	22		
Mai 1970	31,5	29,4	27,7	28,2	25,8	24,4	24
Novembre 1970	30,6	27,8	26	25,7	25,3		23,2

* "aval", "amont" : ces termes sont évidemment utilisés ici dans leur sens figuré.

B. Oxygène dissous, pH, Eh, conductivité des eaux de la nappe.
(Tableaux X et XI).

L'oxygène dissous dans l'eau de la nappe est bloqué dès le prélèvement (en flacons de verre à col rôdé) à l'état de $Mn(OH)_3$. Le pH et le Eh de l'eau sont également mesurés sur le terrain. Les valeurs concernant le potentiel d'oxydo-réduction sont exprimées en millivolts et tiennent compte du potentiel du couple électrode de platine/électrode au calomel (+ 245 mvolts). L'appareil est étalonné sur le terrain grâce à la solution de ZOBELL (1946). La précision de la mesure est assez faible, de l'ordre de 20 mvolts pour les eaux. Pour les sols, la mesure n'est effectuée que sur des horizons très humides et permettant une bonne pénétration des électrodes. Il existe un certain retard à l'établissement d'un bon contact. Les données sont estimées significatives à ± 50 mvolts.

On présentera ici les valeurs à deux stades de l'assèchement : en Août 1969, alors que la bande de sédiments exondés n'a encore que 100 m de largeur, et en Novembre 1970, alors que la lame d'eau de submersion est réduite à quelques mares au centre du polder, et que la bande exondée s'est donc beaucoup élargie.

TABEAU X. OXYGENE DISSOUS, pH, Eh, CONDUCTIVITE DES EAUX DE LA NAPPE EN AOUT 1969.

Distance/bordure du polder (en m)	0 m	50 m	100 m	Aval
Caractéristiques physico-chimiques	Nappe à son niveau piézométrique		Nappe captive	
O ₂ dissous (mg/l)	0		0	
Eh (mvolts)	entre : +75 et + 200		entre : - 200 et + 100	
pH	entre 7 et 7,35		entre 6,95 et 7,1	
E.C. (mmhos)	0,3	0,7	0,5 à 0,7	1

On observe donc de l'amont vers l'aval un léger gradient positif du degré de minéralisation des eaux. La zone exondée se divise en 2 bandes de 50 m de largeur chacune :

- une bande où la nappe est à son niveau piézométrique et où les valeurs de Eh sont nettement positives ;
- une bande où la nappe est captive et où les valeurs d'Eh sont localement négatives

En Novembre 1970, la bande où la nappe est à son niveau piézométrique s'est élargie. Des traces d'oxygène dissous apparaissent, et les valeurs de Eh augmentent (Tableau XI). Par ailleurs, le gradient positif du degré de minéralisation des eaux s'est accentué.

TABLEAU XI. OXYGENE DISSOUS, pH, Eh, CONDUCTIVITE DES EAUX DE LA NAPPE EN NOVEMBRE 1970.

Distance/bordure du polder (en m) →	0	250 m	500 m
Caractéristiques physico-chimiques	Nappe à son niveau piézométrique		Nappe captive
O ₂ dissous (mg/l)	entre 0 et 0,9		0
Eh (mvolts)	entre + 250 et + 400		entre - 200 et + 200
pH	entre 7,0 et 7,5		entre 7,0 et 7,5
E.C. (mmhos)	0,3	1	1,5

C. La composition chimique des eaux. (Tableaux XII et XIII) (figure n°16)

La composition chimique des eaux de la nappe s'avère, à concentration saline équivalente, très différente de celle des eaux de submersion.

En effet :

- Les eaux de la nappe sont relativement riches en sulfates. Ceux-ci représentent de 20 à 65 % de la somme des anions. Ces proportions peuvent chuter brutalement en aval par suite de phénomènes de réduction.

- Ces eaux se concentrent sans que leur pH augmente fortement et sans apparition de l'ion CO₃⁻⁻⁻. La teneur en sodium augmente, mais celles du calcium et du magnésium augmentent également.

En revanche, les eaux de la nappe phréatique présentent quelques points communs avec les eaux résiduelles de submersion :

- la proportion de chlorures parmi les anions reste faible : moins de 5%.
- la valeur du rapport Na⁺/K⁺ augmente avec la concentration.

Ces différences et ces analogies de composition suscitent deux problèmes. Le premier est celui de l'origine des sulfates des eaux de la nappe (Iere Partie, ch. I) : il sera développé par la suite (chapitre VIII). Le second est celui de la teneur des eaux en CO₂ dissous, et de la pression partielle du CO₂ dans l'atmosphère du sol. Quelques notions seront rappelées à ce sujet dès maintenant.

3. Le problème particulier de la pression partielle de CO_2 .

A. Présentation du problème et rappel de quelques données.

Les sédiments livrés à la pédogénèse sont assez riches en matière organique. Après le retrait de la lame d'eau de submersion, ils restent engorgés. La décomposition de la matière organique produit du gaz carbonique, CO_2 . Ce gaz est dissous dans la phase liquide, car il est très soluble. Simultanément, des pressions partielles élevées se développent dans la phase gazeuse du sol, au-dessus du niveau de la nappe.

- Sous des conditions aérobies, liées à une structuration et à une aération fortes du sol, le CO_2 du sol tend à s'équilibrer avec celui de l'atmosphère, dont la pression partielle est très faible ($3,2 \cdot 10^{-4}$ atmosphère). La teneur en CO_2 dissous des eaux de la nappe est elle-même faible.

- Sous des conditions anaérobies, liées à la présence de sédiments engorgés et imperméables, les pressions partielles de CO_2 sont élevées. Le produit de la décomposition de la matière organique peut se déplacer vers des formes moins oxydées du carbone : alcools, acides organiques ... etc.

Ces sédiments humifères contiennent également des carbonates solides, hérités de la sédimentation (le niveau de "carbonatation ancienne") ou qui se déposeront lors de la pédogénèse. Deux systèmes auront donc une importance particulière :

le système $\text{Ca CO}_3 - \text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ et le système $\text{Na}_2 \text{CO}_3 - \text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$

PONNAMPERUMA (1966, 1969, 1972) ; YAALON (1954) ; NAKAYAMA (1970) ;

L'étude des équilibres carboniques, de la distribution dans les eaux des ions simples (Na^+ , Ca^{++} , CO_3^{--}) et des ions complexes (NaCO_3^- , CaHCO_3^+ , CaCO_3^0 ...) fera l'objet d'un développement particulier (ch. IX : géochimie minérale). On se contentera de rappeler ici qu'une augmentation de la pression partielle de CO_2 provoque notamment :

- une diminution du pH du milieu.

- une augmentation de la solubilité de CaCO_3

La réaction est en effet : $\text{CaCO}_3 + \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$. La bicarbonate est plus soluble que le carbonate. Quelques valeurs chiffrées sont indiquées ci-dessous (les données sont exprimées en CaCO_3 soluble à 25°C).

TABLEAUX XII et XIII. CARACTERISTIQUES CHIMIQUES DES EAUX DE LA NAPPE. (Axe orienté Ouest vers Est

à partir de la bordure du polder).

Distance/bordure du polder (en m)	Date	E.C. mmhos	pH	Cations en mé/l					Anions en mé/l					% Somme anions	
				Ca	Mg	Na	K	Somme	Cl	SO ₄	CO ₃	HCO ₃	Somme	Cl	SO ₄
15 m	Avril 1969	0,4	7,4	1,5	0,9	1,3	0,5	4,2	0,18	1,3	0	2,6	4,1	4,5	32
60 m	-	0,63	7	2,6	1,2	2,7	0,55	7,05	0,27	2,8	0	4,3	7,4	3,5	38
95 m	-	0,67	8,3	2	1,1	3,6	0,7	7,4	0,26	0,1	1	4,9	6,3	4	2
0 m	Août 1969	0,63	7,7	1,1	0,7	4,3	1	7,2	0,4	1,55	0	5	6,95	5,5	22,5
15 m	-	0,41	7,5	1,8	0,9	1,3	0,6	4,6	0,2	1,2	0	3,2	4,6	4	26
35 m	-	0,64	7,5	1,9	1,6	3,2	0,95	7,65	0,2	1,9	0	5,5	7,6	3	25
60 m	-	0,68	7,5	2,55	1,9	2,7	0,6	7,75	0,2	2,4	0	5,2	7,8	2,5	31
95 m	-	0,75	7,4	2,2	1,35	4,3	1,05	8,9	0,15	1,8	0	6,8	8,75	1,5	21
130 m	-	0,69	7,4	2	1,1	4	0,9	8	0,4	1,6	0	6,3	8,3	4,5	19
15 m	Août 1970	0,6	6,8	3,3	1,4	2,1	0,4	7,2	0,23	4,6	0	2,3	7,1	3	65
35 m	-	0,63	7,1	3,9	1,7	1,7	0,5	7,8	0,2	4,3	0	2,7	7,2	2,5	60
95 m	-	0,68	7,0	2,7	1,3	3	0,5	7,5	0,17	2,8	0	4,1	7,1	2,5	40
130 m	-	0,93	6,95	3	1,4	5	0,5	9,9	0,6	4	0	5,8	10,4	6	39

Distance/bordure du polder (en m)	Date	E.C. mmhos	pH		Cations en mé/l					Anions en mé/l					% Anions		Silice ppm
			avant agita- tion	après agita- tion	Ca	Mg	Na	K	Somme	Cl	SO ₄	CO ₃	HCO ₃	Somme	Cl	SO ₄	
35 m	Novembre	0,73	7,0	7,7	2,7	1,2	4,3	0,5	8,7	0,4	2,9	0	5,0	8,3	5	35	34
95 m	1970	0,97	7,5	8,1	2,4	1,1	6,6	0,6	10,7	0,3	3,9	0	6,8	11	3	36	26
175 m	-	1,25	7,5	8,4	2,4	1,1	11,6	0,6	15,7	0,5	2,8	0	12,1	15,4	3	18	31
320 m	-	1,67	7,0	8,1	4,5	3,7	8,4	1	17,6	0,7	0,2	0	16,2	17,1	4	1	48
335 m	-	1,34	7,1	8,1	3,3	2,3	8,8	0,9	15,3	0,6	0,1	0	14,8	15,5	4	0,5	63
15 m	Mars	0,37	7,2		2,3	0,8	0,6	0,3	4,0	0,13	2,4	0	1,7	4,2	3		57
35 m	1971	0,66	7,2		3,5	1,4	1,7	0,6	7,2	0,21	4,1	0	3,1	7,4	3		55
95 m	-	0,63	7,0		2,6	1	2,5	0,4	6,5	0,6	1,3	0	4,4	6,3	9,5		21
175 m	-	0,74	7,0		2,3	1	4	0,4	7,7	0,3	2,4	0	5,1	7,8	4		31
335 m	-	1,65	7,0		4,1	2,8	8,5	0,8	16,2	0,6	0,2	0	16,1	16,9	3,3		1,2
455 m	-	1,75	7,0		6,3	4,9	5,5	0,85	17,6	0,45	0,2	0	17,9	18,55	2,5		1,1

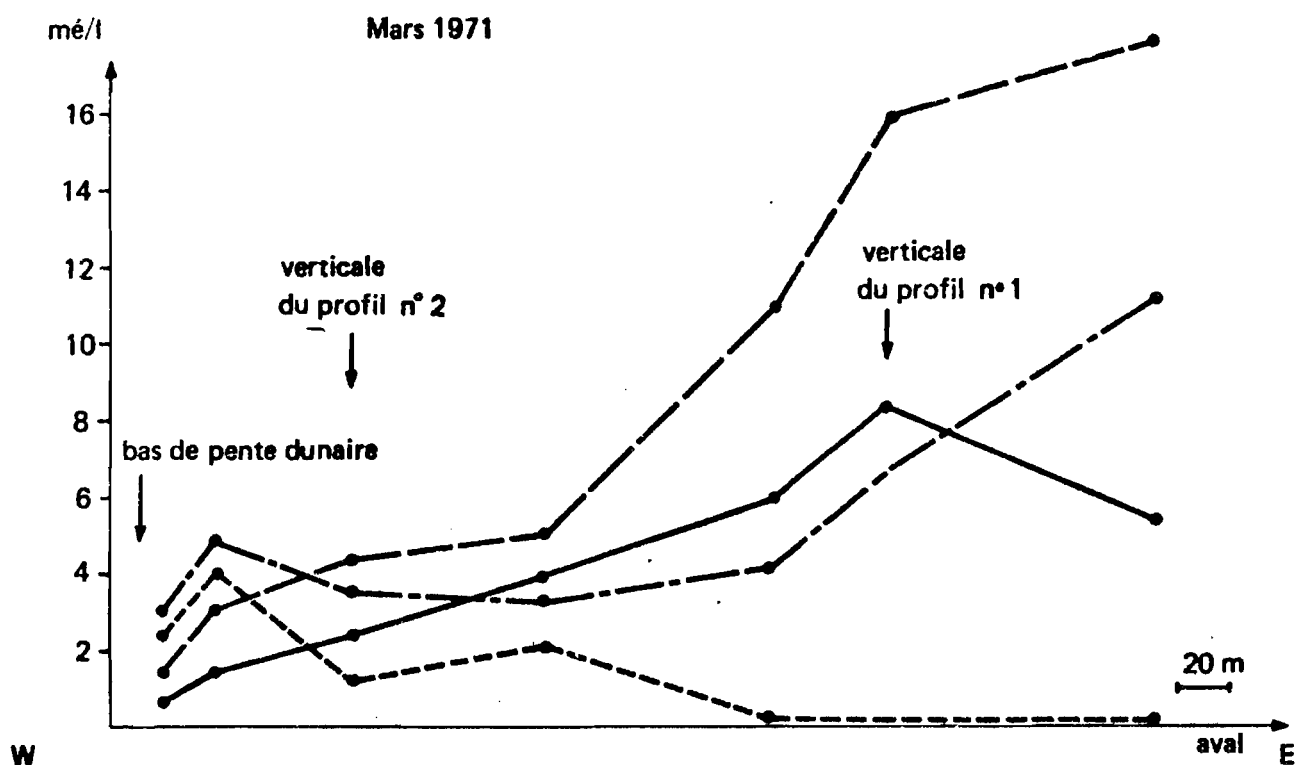
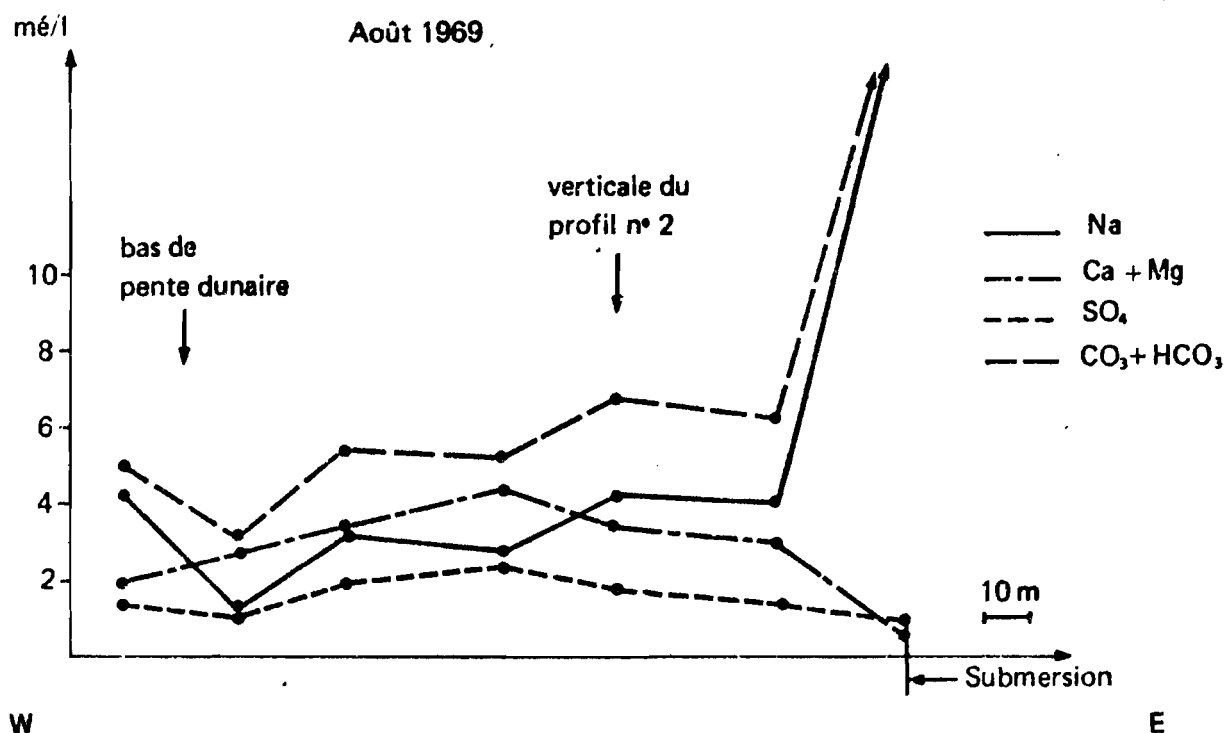


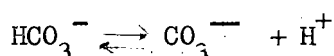
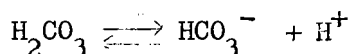
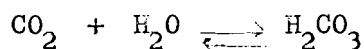
Fig. 16 - Variations de la composition chimique des eaux de la nappe phréatique le long de la séquence ouest-est.

PCO ₂ (atmosphères)	CaCO ₃ mg/l
10 ⁻¹	390
1,1.10 ⁻²	170
1,1.10 ⁻³	78
3,2.10 ⁻⁴	53

On conçoit donc l'intérêt, dans l'étude de ces polders, de disposer de données quantitatives sur la pression partielle de CO₂ dans l'atmosphère du sol.

B. Méthodes de mesure et de calcul de la pression partielle de CO₂.

- a) La pression de CO₂ de l'atmosphère du sol a été mesurée, en un certain nombre de points, par un dispositif de détecteurs de gaz. Ces détecteurs sont enfoncés dans le sol (BACHELIER, 1968), un peu au-dessus du niveau de la nappe.
- b) Cette pression a été calculée à partir des analyses de l'eau de la nappe. On utilise pour cela trois des réactions concernant les équilibres carboniques.



La loi d'action de masse, appliquée à ces réactions, s'écrit :

$$\frac{[\text{H}_2\text{CO}_3]}{p\text{CO}_2} = K_0 \quad ; \quad \frac{[\text{HCO}_3^-] [\text{H}^+]}{[\text{H}_2\text{CO}_3]} = K_1 \quad ; \quad \frac{[\text{CO}_3^{--}] [\text{H}^+]}{[\text{HCO}_3^-]} = K_2$$

Les données actuellement disponibles en matière d'énergies libres de formation (HELGESON, 1969) permettent de calculer les constantes d'équilibre thermodynamique de ces réactions et d'écrire :

$$(1) \quad \log [\text{H}_2\text{CO}_3] - \log [p\text{CO}_2] = -1,45 \quad (\text{à } 25^\circ \text{ C})$$

$$(2) \quad \log [\text{HCO}_3^-] + \log [\text{H}^+] - \log [\text{H}_2\text{CO}_3] = -6,35$$

$$(3) \quad \log [\text{CO}_3^{--}] + \log [\text{H}^+] - \log [\text{HCO}_3^-] = -10,32$$

$$\text{Soit (4)} \quad 2 \text{ pH} = 18,13 + \log [\text{CO}_3^{--}] - \log [p\text{CO}_2]$$

Dans une eau de la nappe de ces polders, on peut donc calculer la pression partielle de CO_2 en connaissant CO_3^{--} et le pH de l'eau. Mais cette équation (4) ne peut être utilisée avec les données initiales de l'analyse chimique. En effet :

- ce sont les activités des ions qui interviennent. Ces eaux étant fréquemment assez fortement minéralisées, le coefficient d'activité peut être très différent de la valeur de 1 admise pour les solutions diluées.

- ce sont les ions simples, tel CO_3^{--} , qui sont en jeu. Or, la distribution des ions simples et des ions complexes montre que ces derniers sont en teneurs non négligeables.

Le calcul de la $p\text{CO}_2$ a donc mis en jeu un programme de calcul (FRITZ, TARDY d'après HELGESON, 1969) (voir chapitre IX).

C. Les résultats.

- a) La pression partielle de CO_2 des eaux de la lame de submersion est relativement faible. Calculée sur l'une de ces eaux, elle s'avère de 0,08 % d'atmosphère, soit légèrement plus que dans l'atmosphère proprement dite. (0,03 %)
- b) Cette même pression dans l'atmosphère des sols de la bande exondée du polder varie entre 0,5 et 5 % d'atmosphère, valeurs beaucoup plus élevées que les précédentes.

Les différences de composition ionique entre ces deux types d'eau, à concentration globale équivalente, trouvent donc en partie leur origine dans la forte différence des pressions partielles de CO_2 . Dans le cas des eaux de la nappe phréatique, les fortes pressions de CO_2 diminuent le pH et augmentent la solubilité de CaCO_3 .

4. Conclusions et interprétation.

Du faisceau d'observations et de mesures précédentes, un schéma de mise en équilibre hydraulique d'un jeune polder se dégage :

- a) Lorsque la lame d'eau résiduelle de submersion se retire vers le centre du polder, une nappe phréatique prend son relais à partir des bordures du polder. Ces deux masses d'eaux sont d'origine, de nature, de mode de concentration différents.

b) Les eaux de submersion dérivent en particulier des eaux lacustres, par concentration au contact de l'atmosphère. Elles acquièrent un caractère salé, carbonaté, sodique donc très alcalin.

c) Les eaux de la nappe phréatique arrivent au niveau du polder très faiblement minéralisées. Mais ces eaux sont proportionnellement plus riches en sulfates, à concentration globale équivalente, que les eaux d'origine lacustre. Elles se concentrent de l'amont vers l'aval de la bande exondée, mais sans augmentation sensible de leur pH, et sans perdre tout leur calcium par précipitation de calcite. Ceci est dû aux fortes pressions de CO_2 dans le sol de la bande exondée du polder.

d) L'étude de la partie aval des bandes exondées a mis en évidence l'absence de relation hydraulique nette entre les eaux de submersion et celles de la nappe phréatique. Cette absence de relation peut être attribuée à la nature des sédiments superficiels (vases argileuses organiques), qui constituent un toit peu perméable, capable de freiner les échanges verticaux. Lors du retrait des eaux de submersion, la nappe reste donc captive au sein de l'argile structurée qui, avec sa structure héritée, autorise une meilleure circulation de l'eau.

e) L'assèchement, la maturation et la structuration des sédiments, qui seront étudiés dans le prochain chapitre, auront pour effets de diminuer l'épaisseur du toit peu perméable (tassement des vases) et de l'ouvrir par un réseau de fentes de retrait. La nappe phréatique s'équilibrera alors dans les profils à son niveau piézométrique. Ce phénomène, principalement mécanique, se développe des bordures vers le centre du polder.

f) Parallèlement à l'établissement de ces relations hydrauliques, la composition chimique des eaux de la nappe phréatique présente également des variations, soit dans le temps, soit dans l'espace (de l'aval vers l'amont de terres exondées).

Cette évolution hydraulique et chimique apparaît donc conditionnée par les premières manifestations pédologiques que subissent les sédiments superficiels, modifications qui vont être étudiées maintenant.

Deuxième Partie.

L'EXPOSE PEDOLOGIQUE DES FAITS.

CHAPITRE IV. LA PREMIERE PHASE DE LA PEDOGENESE :

LA DIFFERENCIATION DE SOLS AVEC UNE ACCUMULATION SUPERFICIELLE DE CARBONATE DE SODIUM. Etude du profil n° 1.

I. LA MORPHOLOGIE DU PROFIL.

1. Les données macroscopiques. (Fig. n° 17)

Le profil n° 1 est à 330 m du bas de la pente dunaire, dans la partie centrale et presque plane du polder. Il est situé sur l'axe dont le régime des eaux de la nappe vient d'être décrit. Au moment de sa description, en Novembre 1970, le profil est exondé depuis sept mois. Quelques îlots de roseaux (Typha australis), de 20 à 50 m² chacun, colonisent la surface du sol qui par ailleurs reste, à 95 %, nue, sèche, quadrillée par une maille de fentes de retrait de contour polygonal. Quelques écailles de desquamation de 1 mm d'épaisseur, 1 à 2 cm de longueur, relevées sur leurs bords, se sont détachées.

La nappe phréatique est captive à 51 cm de profondeur, à la limite supérieure des argiles structurées. Son niveau piézométrique s'établit à 13 cm de profondeur. La composition chimique des eaux figure sur le tableau XIII : les ions dominants sont le sodium et l'anion bicarbonate. Les sulfates sont peu représentés (0,1 mé/litre).

- 0 à 8 cm. Horizon superficiel, formé de la juxtaposition de prismes (longueur - largeur : 10 à 15 cm ; hauteur : 8 cm), séparés par des fentes de retrait de 0,5 à 5 cm de largeur. Ces prismes sont composés de deux parties :

- la partie sommitale, fragmentée en polyèdres secs, de couleur gris-sombre (10 YR 4/1) dans leur masse et gris-noir sur leur face supérieure ; certains polyèdres sont quadrillés par un réseau secondaire de très fines fentes de retrait. En dehors de ces micro-fentes, les polyèdres sont peu poreux et durs. Très vive effervescence, généralisée, avec HCl.

- la partie centrale et inférieure du prisme, qui a conservé sa cohésion et est humide et de couleur gris-brun (10 YR 5/2 en sec) ; sur les parois du prisme, à sa base, on note un fin poudrage salin blanc ; assez poreux, par pores semi-fermés à parois luisantes et de couleur plus sombre que la teinte de fond *. Vive effervescence, généralisée, avec HCl.

* On s'est efforcé d'utiliser la terminologie proposée par le glossaire de description des horizons (ORSTOM, 1969), dans le cadre des travaux d'Informatique et Biosphère". Par convention dans ce type de description, on admettra que certaines phrases sont dépourvues de verbe.

Cet horizon correspond au dessèchement et à la structuration des vases superficielles.

- 8 à 15 cm. Horizon humide, gris-brun ; pas d'organisation structurale sinon l'amorce d'un réseau de fines fentes de retrait dans le prolongement des grandes fentes de l'horizon précédent ; rares pores cylindriques à parois luisantes ; consistance malléable ; plastique ; collant ; vive effervescence, généralisée, avec HCl ; transition graduelle et régulière.

Cet horizon correspond à des vases grises qui ont perdu une partie de leur eau, mais dont l'organisation sédimentaire est peu modifiée.

- 15 à 40 cm. Vase grise à gris-brun, saturée en eau ; taches noires de sulfures, de forme arrondie, de 5 à 10 cm de diamètre, à limites nettes, assez contrastées, sans relations visibles avec les autres caractères ; pas d'organisation structurale ; accentuation des caractères plastique et collant ; porosité faible ; effervescence généralisée avec HCl.

Il s'agit là d'un niveau sédimentaire et non plus d'un horizon de sol. Cette remarque vaut pour toute la partie inférieure du profil.

- 40 à 50 cm. Vase brune saturée en eau ; légère teinte rougeâtre ; pas de structure ; consistance élastique ; toucher onctueux ; très faiblement poreux ; vive effervescence, généralisée, avec HCl.
- 50 à 66 cm. Argile structurée (niveau de carbonatation ancienne), noyée par les eaux de la nappe ; gris-légèrement brun (2,5 Y 6/2 en humide), sans taches ; structures fragmentaire nette, généralisée, grenue, grossière ; consistance semi-rigide ; effervescence très vive avec HCl.
- 66 à 210 cm. Argile structurée, noyée par les eaux de la nappe ; couleur gleyeuse (5 GY 4/1 en humide) ; quelques taches noires vers 120 cm ; structure subanguleuse très grossière, peu nette, dont le degré de développement diminue en profondeur ; très peu poreux ; effervescence généralisée à HCl, jusqu'à 90 cm, s'estompant ensuite.
- 210 à 260 cm. Apparition dans ce même matériau de très nombreuses petites taches noires de sulfures, d'1 cm² environ. Vers 260 cm, passage progressif à un matériau moins consistant, à toucher plus onctueux.

Lors des sondages, des dégagements se manifestent à diverses profondeurs, vers 80 - 120 cm en particulier. Il s'agit de gaz des marais, méthane, reconnaissable à son caractère inflammable et dont le dégagement s'épuise en une dizaine de secondes.

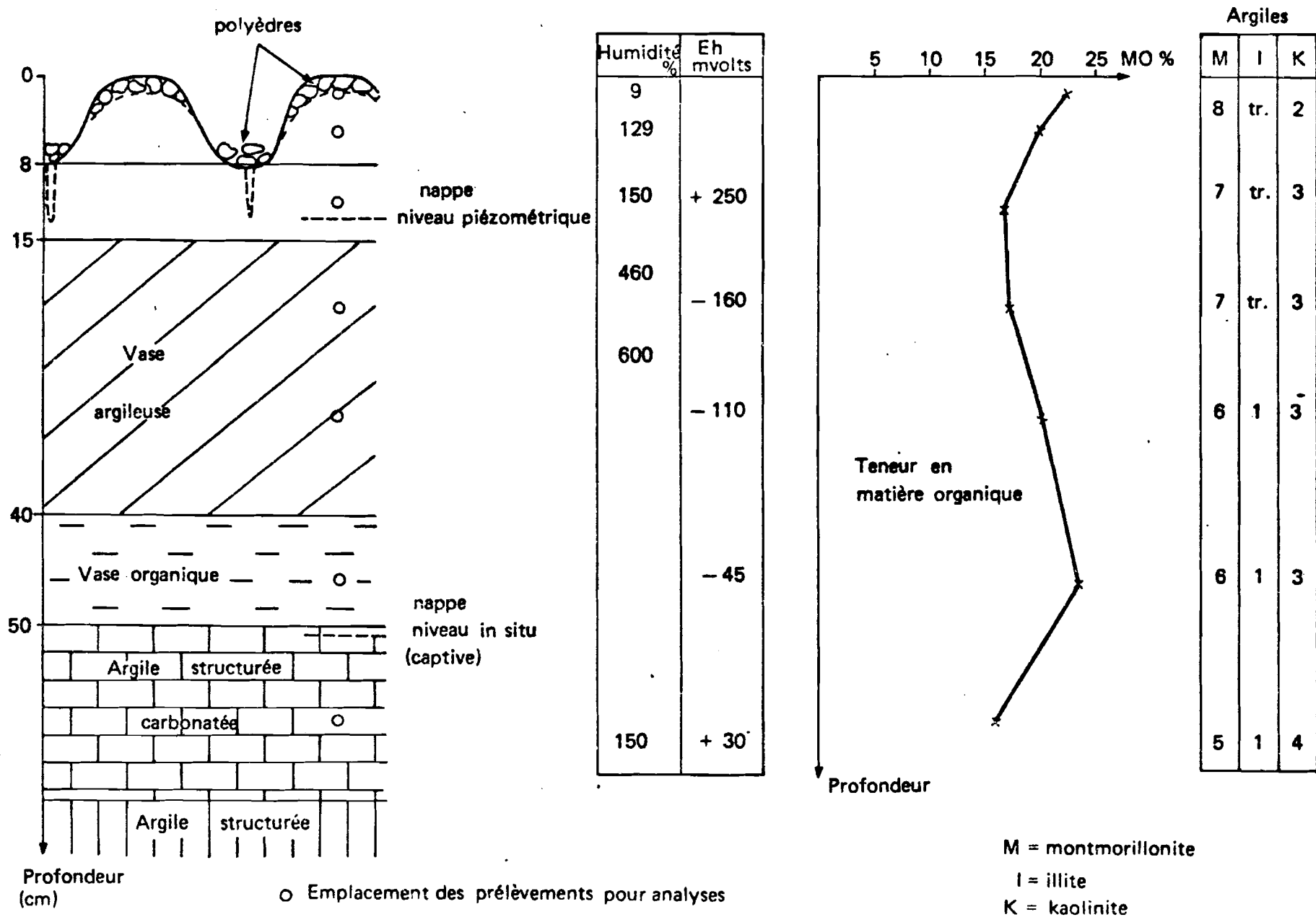


Fig. 17 - Profil n° 1 : morphologie et quelques caractères analytiques

Tous ces horizons ou niveaux sédimentaires ont des propriétés communes, qui n'ont pas été décrites dans chaque cas : ils sont argileux, plus ou moins riches (Fig. n° 17) en une matière organique qui n'est pas directement décelable à l'oeil nu, si l'on excepte le cas de la vase brune de 40 à 50 cm. De plus, ils ne présentent pas de signes d'enracinement végétal et l'activité de la faune (vers de terre) apparaît réduite.

2. Interprétation des données macroscopiques :

. La différenciation des sédiments en horizons pédologiques est limitée aux quinze centimètres superficiels.

. Dans les niveaux sédimentaires, on note la présence de constituants particuliers et hérités : - une calcite légèrement magnésienne, sous forme diffuse, de 40 à 66 cm ; - des sulfures métalliques, sous forme de taches, entre 15 et 40 cm et entre 210 et 260 cm ; - du méthane, en poches. La structuration observée à partir de 50 cm est elle-même héritée.

. La principale manifestation de la pédogénèse actuelle est la structuration des vases superficielles. Cette structuration a deux conséquences :

- elle provoque des mouvements de matière : certains des polyèdres de la partie sommitale des prismes tombent au fond des fentes.

- elle aère la partie supérieure du profil. La densité apparente des vases au moment de l'exondation est de 1,13 *. Ces vases perdent par séchage au soleil 75 % * de leur volume ; les éléments structuraux résultant n'ont eux-mêmes qu'une densité très faible 1,12 *. Un horizon constitué de la juxtaposition de ces polyèdres a une densité de 0,7 ** environ, soit une porosité totale très forte, supérieure à 60 % compte tenu de la densité réelle du matériau.

. Mais la pédogénèse se manifeste également par des dépôts salins, et par des mouvements internes de matière organique, mis en évidence sous le microscope optique.

3. Les données microscopiques et leur interprétation.

A. Les dépôts salins superficiels (entre 0 et 3 cm de profondeur)

Sur des lames minces recoupant verticalement un des polyèdres du sommet des prismes, on distingue des variations dans le mode de dépôt des carbonates de calcium et de sodium.

* Mesures effectuées en laboratoire, avec six répétitions, sur un échantillon de vase prélevé entre 10 et 15 cm de profondeur.

** Mesure "in situ".

- l'assemblage du plasma est cristique : ceci signifie que ces cristaux salins ont précipité dans la masse du sol, mélangés intimement aux constituants primaires (diatomées, organoreliques, argiles). La teinte de fond de ce plasma est brun-jaune, en lumière naturelle.

- la densité des cristaux s'accroît vers la face supérieure des éléments structuraux et la couleur se modifie vers le brun sombre.

- dans les vides, les microfissures ou les rares pores, on observe des couches de cristaux de couleur blanc-jaune brillant, peu mélangés à d'autres constituants.

Dans les trois cas, les cristaux ont des tailles de l'ordre de 1 à 3 microns et une forme arrondie. Il s'agit donc ici d'une précipitation chimique, et non biologique, de carbonates. La très petite taille des cristaux, le polymorphisme des espèces minérales ne permet pas de distinguer sur lame mince les trois carbonates décelés par diffractométrie : calcite, trona, gaylussite. On observe par ailleurs quelques coquilles d'ostracodes.

B. L'extraction et les migrations de la matière organique : le salant noir.

a) Sur une coupe transversale autour d'un pore on observe une auréole plus claire que la teinte de fond du plasma, alors que la paroi elle-même est plus sombre. Ces variations de couleur sont attribuées à des migrations de matière organique.

b) Un autre gradient de couleur est observé, à l'intérieur même du plasma, autour de chacune des organo-reliques. Leur contour devient flou et le noyau originel s'auréole d'un halo de diffusion de couleur brun-vif. Ce halo n'est que rarement concentrique au noyau. Il s'étire plutôt en une ou deux traînées sans orientation préférentielle. (Planche n° II - photographie 1)

c) Vers l'intérieur et la base du prisme, la différence des couleurs s'estompe : il n'y a plus de gradient net vers les vides ; la proportion des organo-reliques auréolées, la taille et l'intensité des halos de diffusion diminuent.

Les observations à l'échelle microscopique révèlent donc, dans la tranche très superficielle de 3 cm d'épaisseur, la présence de deux phénomènes :

- un phénomène de distribution et de cristallisation des sels.
- un phénomène d'extraction et de mouvement de matière organique.

Ces deux phénomènes présentent entre eux des relations puisque l'extraction et la migration de la matière organique se réalisent à l'aide de sels carbonatés pour former le salant noir. Celui-ci apparaît ainsi comme résultant de l'extraction d'une fraction de la réserve sédimentaire organique au niveau de chacune des organoreliques.

II. CARACTERISATION ANALYTIQUE DU PROFIL.

Les données concernant l'humidité, le potentiel redox (mesures in situ), le taux de matière organique, la minéralogie des argiles de la partie supérieure du profil ont été indiquées sur la figure n° 17. On s'attachera maintenant à la caractérisation de la salure de ce sol et pour cela on a comparé la composition ionique :

- des solutions du sol, extraites par pression à partir d'échantillons de sols maintenus dans leur état d'humidité originel (transport en tubes étanches ; utilisation d'une presse hydraulique et d'un dispositif type GONI et al. 1965).

- des extraits aqueux obtenus à partir d'échantillons préalablement séchés à l'air. C'est là une méthode classique. Le rapport de dilution pondéral sol/eau le plus fréquemment analysé fut de 1/2, symbole EC₂ (voir annexe 1).

1. Les sels de l'horizon 0 - 8 cm. (d'après les seules données des extraits aqueux au 1/2 car l'humidité du sol est insuffisante pour extraire par pression des quantités notables de solution du sol).

- Cet horizon est riche en sels solubles, bicarbonates et carbonates alcalins (Na K). Les anions SO_4^{--} et Cl^{--} représentent chacun moins de 10 % des anions. Les cations alcalino-terreux sont presque totalement absents de l'extrait. On note un rapport Na/K élevé, de l'ordre de 20. Ce type d'accumulation saline se traduit par un pH très élevé et par une forte fixation de sodium sur le complexe adsorbant du sol (T, en mé/100 g de sol). Ce processus est appelé "alcalisation". Na/T est supérieur à 50 % et K/T à 10 %.

- L'horizon est également riche en sels insolubles : l'analyse indique en effet 12 % de carbonates totaux dont 2 % seulement correspondent à des carbonates alcalins : 30 à 40 me. de $(\text{Na}, \text{K})_2 \text{CO}_3$. La différence représente les carbonates alcalino-terreux sous forme de calcite légèrement magnésienne.

2. Les sels de l'horizon 8 - 15 cm.

On constate que le séchage à l'air des échantillons n'introduit pas de modifications profondes dans le type de composition des extraits aqueux par rapport aux solutions extraites directement du sol.

Cet horizon est moins salé, par rapport au même poids de terre sèche, que le précédent et de caractère moins alcalin : pH de 8,8 ; Na/T de 42 %. Le type de salure reste pourtant proche de celui des eaux de la nappe résiduelle et de l'horizon 0-8 cm, mais avec une proportion plus forte de sulfates, 33 % des anions, et, dans une moindre mesure, d'alcalino-terreux.

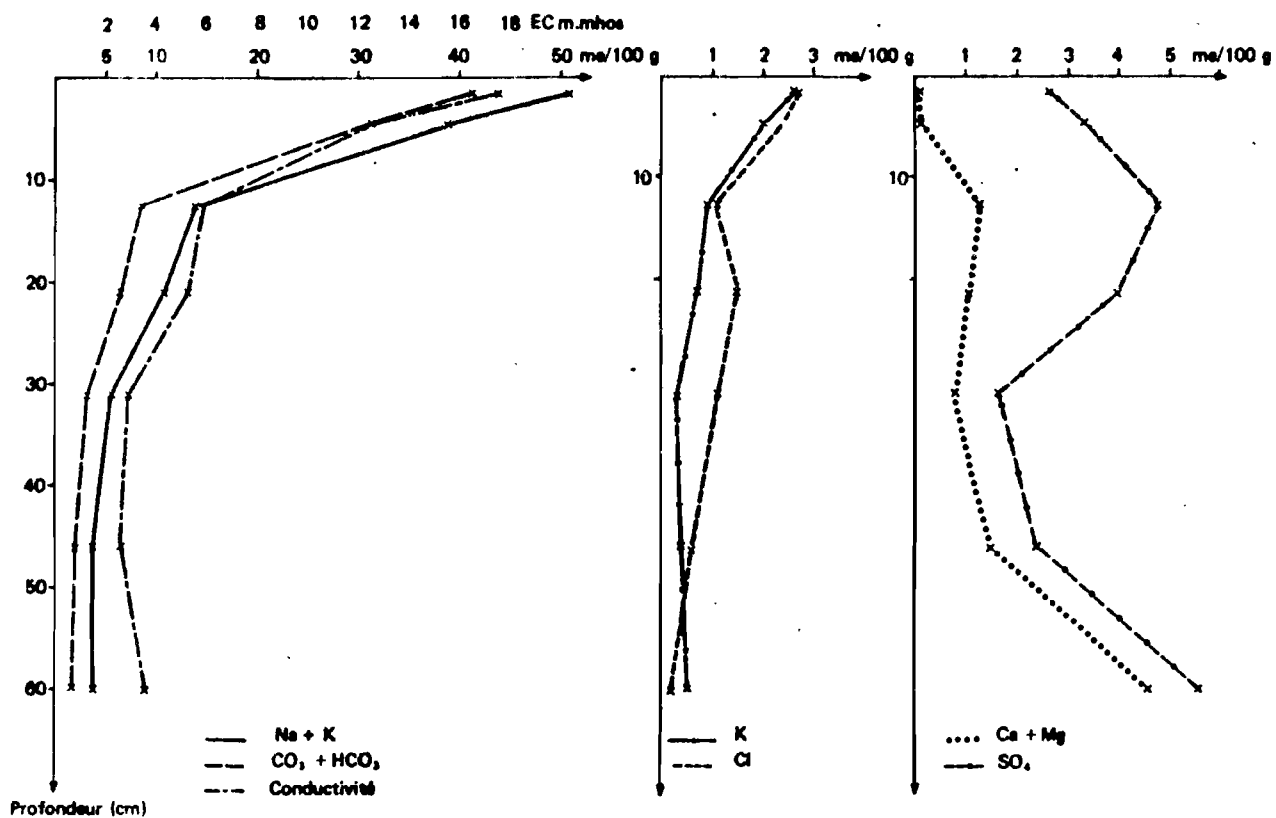
TABLEAU XIV. CARACTERISTIQUES CHIMIQUES DU PROFIL n° 1.

A. Composition saline des solutions du sol extraites à la presse.

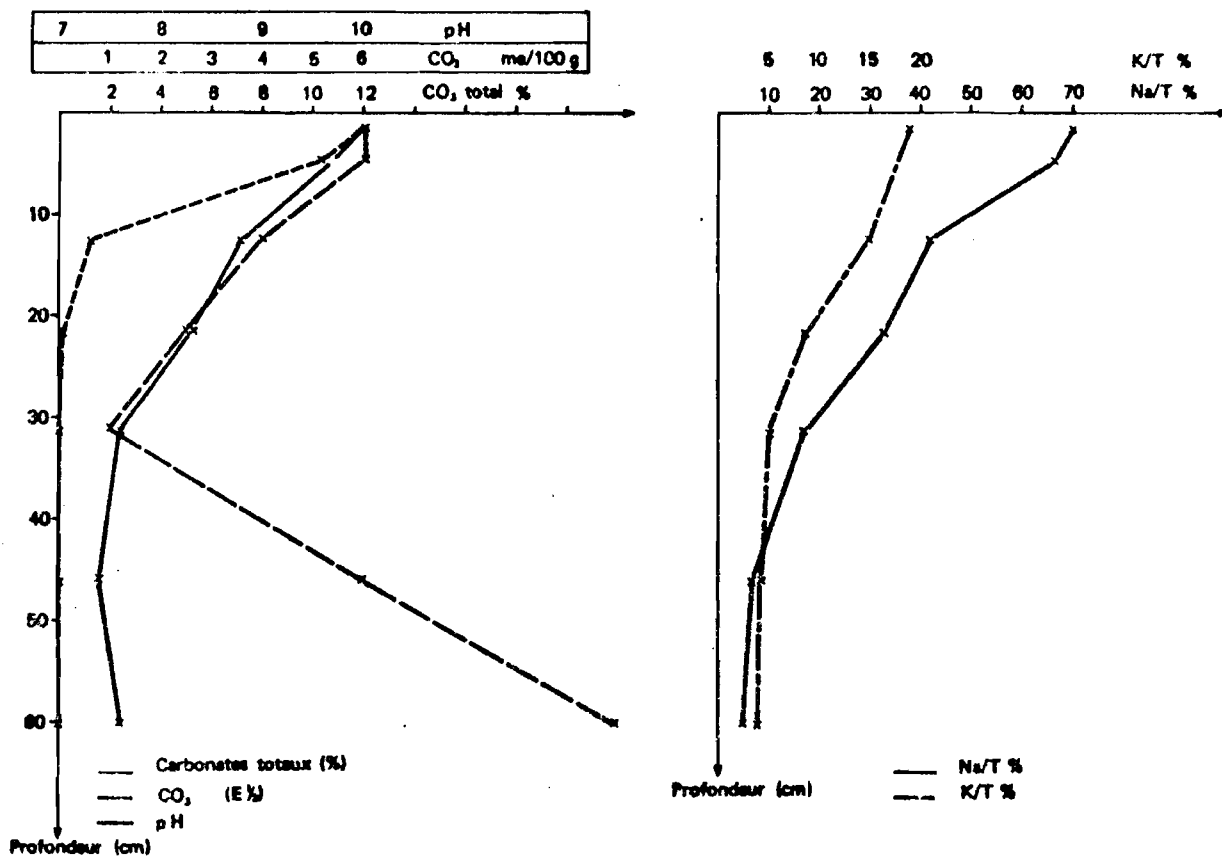
	pH	E.C. mmhos	Cations en mé/litre de solution					Anions en mé/litre de solution					SO ₄ ⁻⁻ % Anions	Ca/Mg	Na/K
			Ca	Mg	Na	K	Somme	Cl	SO ₄	CO ₃	HCO ₃	Somme			
Nappe superficielle (3/1970)	9,2	6,2	tr.	tr.	73	4,5	77,5	4,4	1,4	16,5	52,2	74,5	1,9		16,2
Solution du sol															
10-15 cm	8,2	5,4	3,3	2,7	53	4	63	4,8	19	7	31	61,8	30,7	1,2	13,2
16-26 cm	8,3	3,1	2	2,7	30	1,9	36,6	2,9	2	4	27	35,9	5,6	0,7	15,7
26-36 cm	8	2	2,2	2,8	15	1,1	21,1	2,1	0,5	2,4	15,2	20,2	2,5	0,8	13,5
41-51 cm	7,7	1,2	1	1,2	9,6	1	12,8	1,4	3	0	7,9	12,3	24,4	0,8	10
Nappe phréatique	7,0	1,7	4,5	3,7	8,4	1	16,6	0,7	0,2	0	16,2	17,1	1,2	1,2	8,4

B. Composition saline des extraits aqueux (dilution 1/2) après séchage à l'air des échantillons.

Profondeur	pH	EC ₂ mmhos	Cations en mé/100 g de sol sec					Anions en mé/100 g de sol sec					SO ₄ ⁻⁻ % Anions	Ca/Mg	Na/K
			Ca	Mg	Na	K	Somme	Cl	SO ₄	CO ₃	HCO ₃	Somme			
0-3 cm	10	17,5	tr.	tr.	48	2,6	50,6	2,7	2,6	6	35	46,3	5,6		19,4
3-6 cm	9,7	12,5	0,05	0,05	37	2	39,1	2,4	3,3	5,2	26	36,9	8,9	1	18,5
10-15 cm	8,8	5,9	0,8	0,5	13	0,9	15,2	1	4,8	0,6	8	14,4	33,3	1,6	14,4
16-26 cm	8,3	5,3	0,7	0,4	10	0,7	11,8	1,5	4	0,05	6,2	11,75	34	1,8	14,3
26-36 cm	7,6	2,9	0,5	0,3	5,2	0,3	6,3	1,1	1,6	0	3,1	5,8	28	1,7	17
42-51 cm	7,4	2,6	0,9	0,6	3,4	0,4	5,3	0,6	2,4	0	2,3	5,3	45	1,5	8,5
55-66 cm	7,6	3,6	3,3	1,3	3,2	0,5	8,3	0,2	5,6	0	1,8	7,6	74	2,5	6,4



Les sels solubles de ces 3 graphiques ont été déterminés sur des extraits au 1/2 après séchage à l'air des échantillons



Na/T % et K/T % du dernier graphique concernent les bases échangeables et la capacité d'échange

Fig. 18 - Caractéristiques chimiques du profil n° 1

La solution du sol a la même concentration que les eaux de submersion au moment de leur retrait. Or l'horizon a perdu une partie de son eau (humidité de 150 % contre 400 à 500 % avant l'exondation). Ce fait suggère que cet horizon a été imprégné par des eaux de submersion, déjà concentrées par rapport aux eaux lacustres originelles, et ceci immédiatement avant l'exondation. L'horizon se serait depuis lors appauvri au bénéfice de l'horizon superficiel. Cet horizon constitue toutefois un horizon d'accumulation saline relative par rapport aux horizons sous-jacents.

3. Les sels des sédiments saturés en eaux, de 15 à 50 cm de profondeur, et des sédiments noyés par les eaux de la nappe (50 à 66 cm).

Ces sédiments sont faiblement salés. La diminution de la teneur en sels concerne les ions HCO_3^- , Cl^- , Na^+ , K^+ et s'accompagne d'une baisse du pH, et de la disparition de l'anion CO_3^{--} dès 40 cm de profondeur. Les proportions de sodium et de potassium échangeables sur le complexe adsorbant diminuent également. La salure de ces sédiments ne présente donc plus que peu de points communs avec celle des eaux de submersion au moment de leur retrait.

On constate par ailleurs que le séchage à l'air des échantillons provoque une forte augmentation de la proportion relative des sulfates par rapport aux autres anions (Tableau XV). Le séchage joue aussi sur la proportion des alcalino-terreux, mais dans des sens différents selon la profondeur.

TABLEAU XV. INFLUENCE DU SECHAGE A L'AIR SUR LA PROPORTION DES SULFATES ET DES ALCALINO-TERREUX DANS LES EXTRAITS.

	SO ₄ % Somme des Anions		(Ca + Mg) % Somme des Cations	
	Solution du sol	EC ₂	Solution du sol	EC ₂
16 - 26 cm	6	34	13	9
26 - 36 cm	2,5	28	23	13
41 - 51 cm	24,5	45	17	28

Cette augmentation de la proportion des sulfates est attribuée à une réoxydation des sulfures du sédiment lors du séchage à l'air.

4. Résumé et interprétation des données analytiques sur les sels.

- La salure de ce sol est caractérisée par une accumulation superficielle de carbonates et bicarbonates alcalins (Na, K), et d'une calcite légèrement magnésienne. Cette accumulation semble résulter d'une redistribution dans l'horizon superficiel (0 à 8 cm) des sels légués par les eaux de submersion.

- Cette salure s'accompagne d'une forte fixation de sodium et de potassium échangeables sur le complexe adsorbant de l'horizon superficiel.

- La salure des niveaux sédimentaires à partir de 15 cm, et surtout de 40 cm (dispo^{ar}sition de l'anion CO_3^{--}) n'a que peu de points communs avec celle des eaux de submersion au moment de leur retrait. Le complexe adsorbant fixe moins de sodium et plus de calcium et de magnésium.

Sur un plan méthodologique, on doit admettre que :

- Le séchage à l'air modifie profondément l'image de la salure d'un sol : la composition des solutions du sol et celle des extraits aqueux après séchage des échantillons s'avèrent très différentes.

- Les résultats obtenus après séchage des échantillons peuvent être considérés comme une image de l'évolution de la composition saline du sol à ce niveau du profil en cas de dessèchement plus poussé du profil.

- Cette évolution, potentielle de 15 à 66 cm, est déjà réalisée dans les horizons superficiels.

III. LE REGIME DES EAUX ET DES SELS DANS LE PROFIL N° 1.

1. Le régime hydrique.

Les vases superficielles ont au moment du retrait des eaux de submersion une humidité très élevée, supérieure à 300 % du poids sec. Lorsque ces vases sont l'objet d'un dessèchement, puis d'une réhumectation, on constate que les humidités ne retrouvent pas leurs valeurs initiales. Le matériau est devenu partiellement hydrophobe. Une expérience de laboratoire permet de donner l'allure du phénomène. Elle porte sur la détermination des valeurs de p_F en fonction de la température à laquelle s'est effectué le dessèchement (Fig. n° 19).

Condition du dessèchement

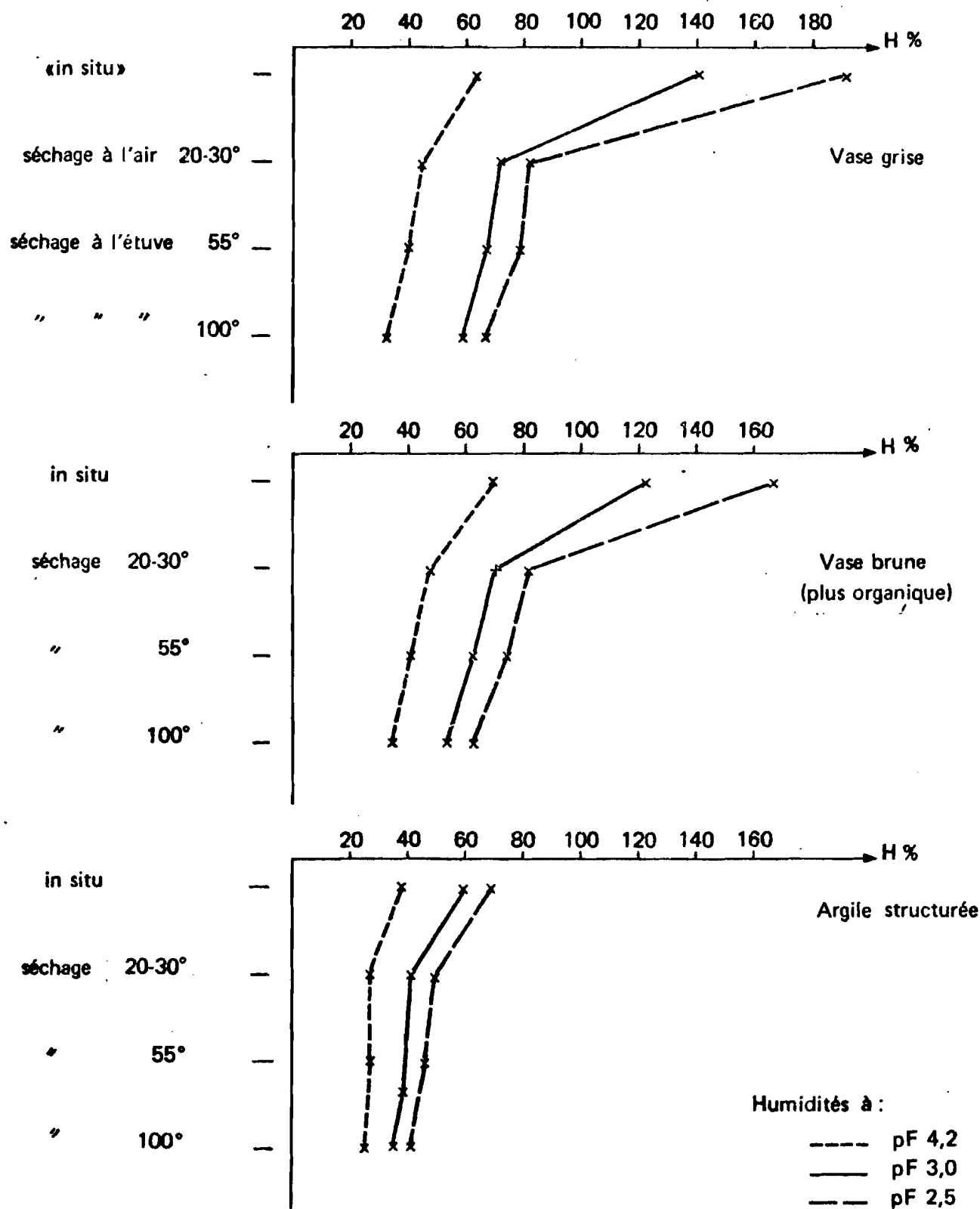


Fig. 19 - Humidités de trois sédiments, à des pF donnés, en fonction des conditions du dessèchement.

TABLEAU XVI. HUMIDITES DE TROIS SEDIMENTS, A DES pF DONNES, EN FONCTION DES CONDITIONS DU DESSECHEMENT. (Humidités en %).

pF	Vase grise			Vase brune			Argile structurée		
	pF 4,2	pF 3	pF 2,5	4,2	3	2,5	4,2	3	2,5
échantillon non séché	63,7	140,6	191,5	70	123,2	166,8	37,6	60,2	69,5
séchage à 20-30°C	44,7	71,7	82,5	48,4	70,3	82,1	27,2	41,2	50
séchage à 55° C	39,8	66,9	79,5	41,2	63,1	74,4	27,4	39,2	46,5
séchage à 100° C	32,6	59,1	66,9	34,8	54,3	62,1	25,9	35,2	41,1

On note les très fortes diminutions d'humidité sous une pression donnée (pF) des échantillons ayant subi un dessèchement et ce d'autant plus que la température du dessèchement est élevée. Or, 55° C est une température du même ordre que celle qui règne en saison sèche à la surface du sol récemment exondé. Les variations sont moins fortes dans le cas de l'argile structurée qui avait déjà acquis un certain comportement hydrophobe lors d'une précédente phase de dessèchement, vers 500 ans BP.

Ces données de laboratoire permettent d'interpréter les mesures d'humidité effectuées sur le profil n° 1 : (Fig. n° 17)

- Les polyèdres couvrant le sommet des prismes ou le fond des fentes, ont été l'objet d'un dessèchement marqué. Leur humidité, 9 %, est bien inférieure à celle de pF 4,2 (39,8 %). Ils sont "presque secs".

- L'intérieur et la base des prismes, et l'horizon 8 à 15 cm, n'ont pas été l'objet de ce dessèchement. Leurs humidités à un pF donné sont donc celles de la première ligne du tableau XVI. Or leurs humidités mesurées (129 à 150%) sont proches de celle à pF 3 (140,6 %). A ce pF, on admet que l'eau est plutôt capillaire que libre.

- Dans tous les niveaux sédimentaires sous-jacents, l'eau est libre.

Ce profil, non colonisé par la végétation, évapore ainsi à travers une couche d'éléments presque secs de 2 à 3 cm d'épaisseur. Cette forme de "self-mulching", c'est-à-dire d'échanges entre l'eau capillaire et l'atmosphère évaporante par l'intermédiaire de la phase gazeuse du sous-horizon de polyèdres, réduit l'intensité de l'évaporation, et par suite la vitesse

de dessèchement du profil.

La vitesse de l'accumulation saline est elle-même réduite et c'est d'ailleurs là où le muleh n'existe pas, sur les parois verticales des prismes, que l'on observe les amas salins les plus récents.

Le sol fonctionne donc en régime exsudatif, avec un débit évaporatoire réduit.

Cette analyse permet également de penser que les eaux (et les sels dissous qu'elle contient) de la nappe phréatique ne jouent encore qu'un rôle très limité dans les horizons superficiels. En effet, si l'on admet que ce sol fonctionne en mèche évaporatoire, la mèche est alimentée par l'eau du premier niveau encore saturé en eau à partir du sommet du profil. Or la solution du sol de ce niveau, 15-40 cm, a encore quelques caractéristiques des eaux de submersion, (présence de CO_3^{--} , faibles teneurs en alcalino-terreux) et non celles de la nappe phréatique.

2. Le régime des sels dans ce profil.

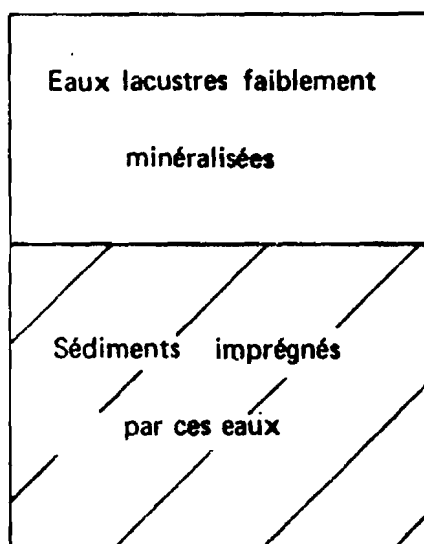
L'étude du régime hydrique confirme que la répartition des sels dans le profil n° 1, en Novembre 1970 traduit avant tout une redistribution dans l'horizon superficiel des sels légués par les eaux de submersion concentrées, eaux qui avaient imprégné le sédiment sur 40 cm d'épaisseur environ. Cette redistribution (accumulation) est déjà terminée dans les polyèdres de surface et du fond des fentes de retrait, avec une localisation étroitement liée à celle des vides (surfaces de rupture et dans les pores). Elle se poursuit subsuperficiellement dans l'intérieur des prismes et l'horizon 8 à 15 cm.

Si le rôle de la nappe phréatique apparaît encore réduit, celui du sédiment est important : il libère en s'oxydant des ions SO_4^{--} , dans l'horizon 8-15 cm, sources de sels "neutres" qui compensent donc les sels "alcalins" qui ont précipité les premiers.

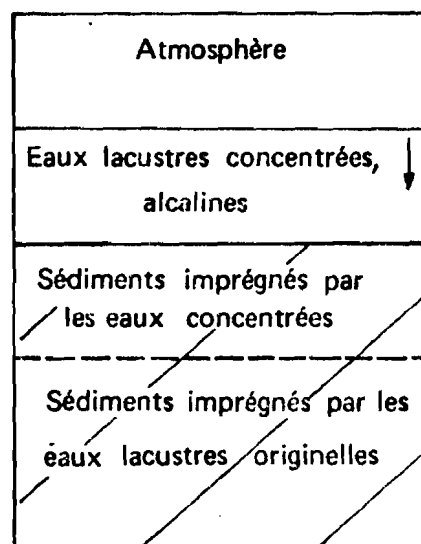
Cette analyse, rapprochée d'autres observations effectuées dans ce même secteur du polder depuis l'exondation, permet de tenter une chronologie des phases de salure, et plus particulièrement des dépôts salins dans ce sol. (figure n° 20)

1ère phase : les sédiments superficiels sont imprégnés par les eaux du lac Tchad. La salure et le degré d'alcalisation sont faibles. (1ère Partie, ch.II).

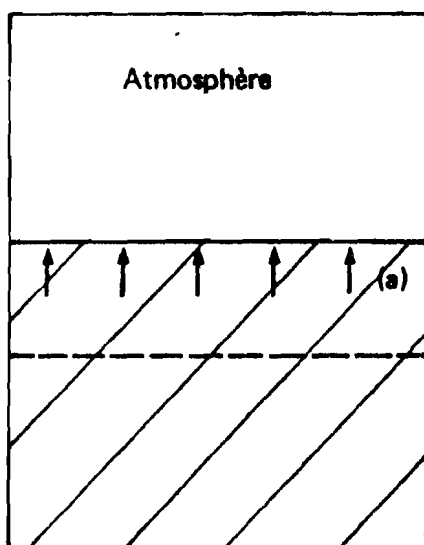
20 cm



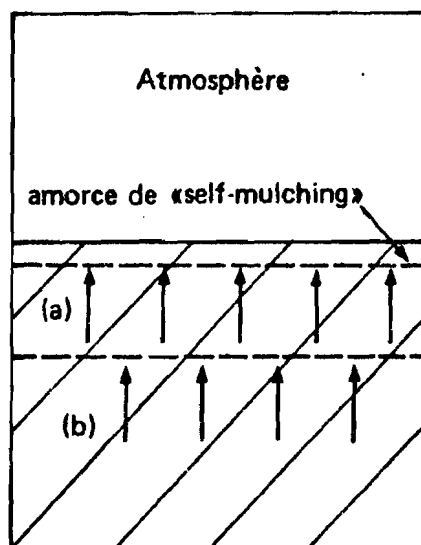
1. Lac Tchad



2. Retrait et concentration des eaux de submersion



3. Sol exondé depuis 2 mois
Régime exsudatif simple



4. Profil n° 1 (7 mois)
a) Solution carbonatées sodiques
b) remontées capillaires à partir de la nappe

Fig. 20 - Schéma interprétatif de l'établissement du régime des sels dans un sol récemment exondé.

2ème phase : après la fermeture du barrage, les eaux lacustres se concentrent ; le calcium précipite à l'état de CaCO_3 dans les vases de surface, sous la lame d'eau de submersion. Les eaux intersticielles des sédiments superficiels s'enrichissent en sels dissous, par diffusion de ces derniers à partir de la lame d'eau de submersion. L'enrichissement en sodium des eaux intersticielles provoque des échanges sur le complexe adsorbant : du sodium se fixe (alcalisation). Le calcium déplacé précipite dans la masse du sédiment à l'état de CaCO_3 .

3ème phase : immédiatement après l'exondation, une fine couche de salant blanc (trona, gaylussite, calcite) se dépose en surface du sédiment, sur la calcite précédemment précipitée.

L'examen des lames minces à ce stade de l'évolution du sol a montré que le sédiment lui-même n'était alors encore que très faiblement cristique.

4ème phase : le salant blanc est "sali" par des solutions carbonatées-sodiques qui ont alors dissous de la matière organique et qui remontent par capillarité à travers les sédiments imprégnés par des eaux de submersion concentrées. Les eaux de la nappe phréatique n'alimentent pas encore la partie supérieure du profil.

En fait, ces phases s'enchainent avec un certain chevauchement. Chacune laisse sur le sol des empreintes qui modifient les conditions dans lesquelles les autres phases se déroulent.

IV. TENTATIVE DE BILAN GEOCHIMIQUE DES IONS ORIGINELLEMENT DISSOUS DANS LES EAUX LACUSTRES.

Les données précédentes semblent indiquer que le sol a piégé, sur 40 cm d'épaisseur environ, les éléments originellement en solution dans la tranche d'eau lacustre qui le recouvraient. Il a paru intéressant de tenter un bilan.

Le raisonnement sera mené volumétriquement, en considérant un volume de sol de $0,4 \text{ m}^3$ (surface de 1 m^2 , hauteur de 40 cm) et en exprimant les concentrations finales des éléments en mg/100 g de sol sec. Le premier élément du calcul est l'estimation de l'apport en éléments que représente une tranche d'eau du lac Tchad de 1 m^2 de surface et de 4 m de hauteur (ordre de grandeur, plutôt par excès, de la lame d'eau au moment de la fermeture des polders) en supposant que cette eau s'évapore totalement.

TABLEAU XVII. LES APPORTS D'UNE LAME D'EAU DU LAC TCHAD EN CATIONS MAJEURS.

Composition des eaux du lac au pied du barrage : (me/l)		Soit pour la tranche d'eau considérée (× 4000) (en équivalents)	
Ca :	0,8		3,2
Mg :	0,6		2,4
K :	0,2		0,8
Na :	0,6		2,4
Silice :		180 g	
45 mg/l			

- Le deuxième élément est le calcul du poids de sol (sec) dans lequel ces éléments se sont déposés, c'est-à-dire le poids d'un volume de sol de $0,4 \text{ m}^3$ (surface 1 m^2 , hauteur 40 cm). Le calcul s'appuie sur les données de densité apparente et d'humidité des horizons "in situ".

0 à 3 cm (sous-horizon correspondant aux polyèdres) : densité apparente (d.a.) = 0,8

Humidité négligeable. Poids de cette tranche de sol à l'état sec = 24 kg

3 à 15 cm (base des prismes et horizon 8-15 cm) ; d.a. = 1,2. Humidité = 150%.

P = 57 kg

15 à 40 cm (vases non structurées) ; d.a. = 1,2. Humidité = 400 %.

P = 60 kg (sec)

Le poids total est d'environ 141 kgs, arrondi à 140 kgs.

- Le bilan peut alors être tenté pour le sodium et le potassium. L'absence de précision suffisante sur les mesures de Ca et de Mg échangeables interdit un calcul équivalent pour ces deux éléments.

1. Cas du sodium. Dans le calcul, on distinguera le sodium "soluble", c'est-à-dire celui dosé sur les extraits aqueux après séchage à l'air (EC_2), (sels cristallisés et solutions du sol) ; et le sodium échangeable.

. Sodium soluble : moyenne pondérée sur 40 cm : 15 me/100 g

soit $\frac{15 \times 1400}{1000} = 21$ équivalents pour la tranche de sol.

- Sodium échangeable : moyenne pondérée de Na/T sur 40 cm : $\text{Na/T} = 37 \%$
soit pour $T = 45 \text{ me/100 g}$; $\text{Na ech} = 17 \text{ me/100 g}$, ou encore :

$$\frac{17 \times 1400}{1000} = 23,8 \text{ équivalents.}$$

Les teneurs originelles des sédiments, vase grise et vase brune, en sodium soluble (0,1 à 0,15 me/100 g de sol) et échangeable (1 me/100 g) peuvent être considérés dans un calcul de ce genre comme négligeables. On constate donc que :

Le sol a stocké autant de sodium sous forme échangeable que sous forme solubilisable et le total de sodium fixé, 45 équivalents, est sans rapport avec le sodium légué par une tranche d'eau originelle du lac, soit 2,4 équivalents.

Ce sol, de par sa position aval dans la topographie du polder a recueilli près de 20 fois plus de sodium que si les eaux du lac s'étaient réparties uniformément au fond d'un récipient plat et avaient déposé ensuite leurs sels.

2. Cas du potassium.

Potassium soluble : moyenne pondérée sur 40 cm : 0,9 me/100 g soit $0,9 \times 1,4 = 1,25$ équivalent (pour la tranche de sol)

Potassium échangeable : moyenne pondérée pour 40 cm : $\text{K/T} = 9,5 \%$ soit, pour $T = 45 \text{ me/100 g}$:

$\text{K ech} = 4,3 \text{ me/100 g}$, soit $4,3 \times 1,4 = 6,0 \text{ eq.}$ pour la tranche de sol.

Les teneurs originelles du sédiment sont négligeables pour le potassium soluble (0,05 me/100 g), mais non pour le potassium échangeable (1 me/100g). En tenant compte de cette correction, on constate que :

- le sol fixe nettement plus de potassium sous forme échangeable (5,0 équivalents) que sous forme solubilisable.

- le total du potassium fixé, soit 6,25 équivalents, est là encore sans rapport avec le potassium légué par la tranche d'eau lacustre théorique. Mais le rapport entre les deux valeurs, $6,25/0,8$ est moins élevé que dans le cas du sodium (45/2,4).

Tout se passe comme si du potassium était concentré dans le fond du polder, mais un peu plus en amont que le sodium. Cette hypothèse va dans le sens de l'augmentation notée des valeurs du rapport Na/K des eaux de submersion avec leur retrait et leur concentration.

3. Cas de la silice.

Le cas de la silice n'a jamais été abordé dans l'étude du sol. Dans ce milieu riche en silice biogène et hyper alcalin les dosages de silice sur extraits de sols n'ont qu'un intérêt relatif. Mais le problème est celui du devenir de la silice des eaux du lac.

La tranche d'eau du lac représenterait 180 g de silice (SiO_2) par mètre carré de sol. Les faits disponibles quant au devenir possible de cette silice sont les suivants :

a) dans les croutes salines en surface du sol, aucun silicate sodique n'a été décelé par diffractométrie.

b) sur les lames minces du sol, on distingue de nombreux tests de diatomées. Mais ces tests étaient déjà nombreux dans le sédiment. Les phytolites (EHRENBERG, 1954) en revanche sont rares : la végétation ne s'est pas encore implantée. L'importance de l'immobilisation biologique de la silice, mise en avant récemment par ERHART (1973), est donc ici difficile à évaluer.

c) on note (Fig. n° 17) une légère augmentation des teneurs relatives en montmorillonite de l'horizon superficiel par rapport aux horizons sous-jacents (8/10 contre 7/10 et 6/10). De la silice ou du magnésium pourraient être "consommés" dans ou par des argiles.

d) au microscope électronique à balayage, les grains de quartz disséminés sur les surfaces évaporantes apparaissent couverts d'amas blanchâtres, sans organisation cristalline apparente, en formes rappelant les "choux fleurs". Ces amas n'existent pas sur des grains de quartz de même nature prélevés en contrebas des dunes. Ces amas apparaissent donc comme liés à un processus évaporatoire. Par analogie avec d'autres formes décrites dans la littérature, il pourrait s'agir de silice amorphe. (BALTZER et al. 1971)

V. RESUME DE L'ETUDE DU PROFIL N° 1. VARIABILITE DANS L'ESPACE DES PREMIERS CARACTERES ACQUIS PAR LES SOLS.

1. Résumé et interprétation du profil n° 1.

- La première phase de la salure des sols de polders après leur exondation est une phase très alcaline, liée à la concentration par évaporation des eaux de submersion, principalement d'origine lacustre.

- Toutefois, ces caractères d'alcalinité sont limités à la partie superficielle du sol. Par ailleurs, la matière organique intrinsèque du matériau n'est que partiellement extraite lors de cette phase.

- La distribution des sels et de la matière organique solubilisée dans l'horizon superficiel est étroitement liée à la structuration acquise par les sédiments en cours de dessèchement.

2. Variabilité dans l'espace des premières formes de structuration du sol.

Les formes de structuration décrites dans le profil n° 1 sont représentatives, à des degrés divers, des faits observés dans les parties basses, aval, du polder. Dans les parties hautes, en contrebas immédiat des dunes, les formes de structuration sont fréquemment différentes ;

- l'approfondissement des fentes est rapide, et atteint 10-12 cm de hauteur, avec des fonds de fentes larges, 5 à 7 cm, et presque plats.

- le raccord entre la face supérieure et les parois verticales des prismes ~~est~~ anguleux et presque orthogonal. La face supérieure est plane, lisse, avec des écailles de desquamation très fines, et quadrillée par un réseau secondaire de très fines fentes de retrait ;

- lors du séchage ultérieur, ces prismes se désagrègent dans leur ensemble, donnant des polyèdres de plus petite taille, moins cohérents et moins durs qu'en aval.

Cette variabilité des formes de structuration dans l'espace suggère l'existence d'une relation entre d'une part :

- le caractère plus ou moins concentré et alcalin qu'avaient les eaux de la lame de submersion au moment de leur retrait

- et d'autre part l'épaisseur des écailles de desquamation et le caractère plus ou moins arrondi de la partie cohérente des prismes.

3. Variabilité dans l'espace des caractères de salure du sol.

Cette variabilité est illustrée sur la figure n° 21, en comparant le profil n° 1, qui vient d'être décrit et le profil n° 1 bis. Celui-ci est à 200 m seulement du bas de la dune, et il a été prélevé deux mois après son exondation (description et résultats analytiques : CHEVERRY, 1971). Les différences intègrent donc la variabilité dans l'espace et dans le temps. Sur ce profil n° 1 bis, on relève le caractère superficiel de l'accumulation saline (Na , CO_3 , HCO_3). Le calcium et les sulfates sont très peu représentés. La structuration et l'aération des sédiments sont encore très réduites et ne permettent aucune oxydation des sulfures sédimentaires.

Tous les sols étudiés dans le polder de DJIBOULBOUL présentaient dans les quelques mois suivant leur exondation, un profil tel celui décrit (profil n° 1) :

- en surface, un horizon plus ou moins desséché, fortement salé et alcalisé.

- sous-jacents, des sédiments gorgés d'eau, faiblement salés, à pH proche de la neutralité. La variabilité dans l'espace porte sur l'épaisseur et la salure de l'horizon superficiel, sur la quantité de matière organique solubilisée : elles augmentent vers l'aval.

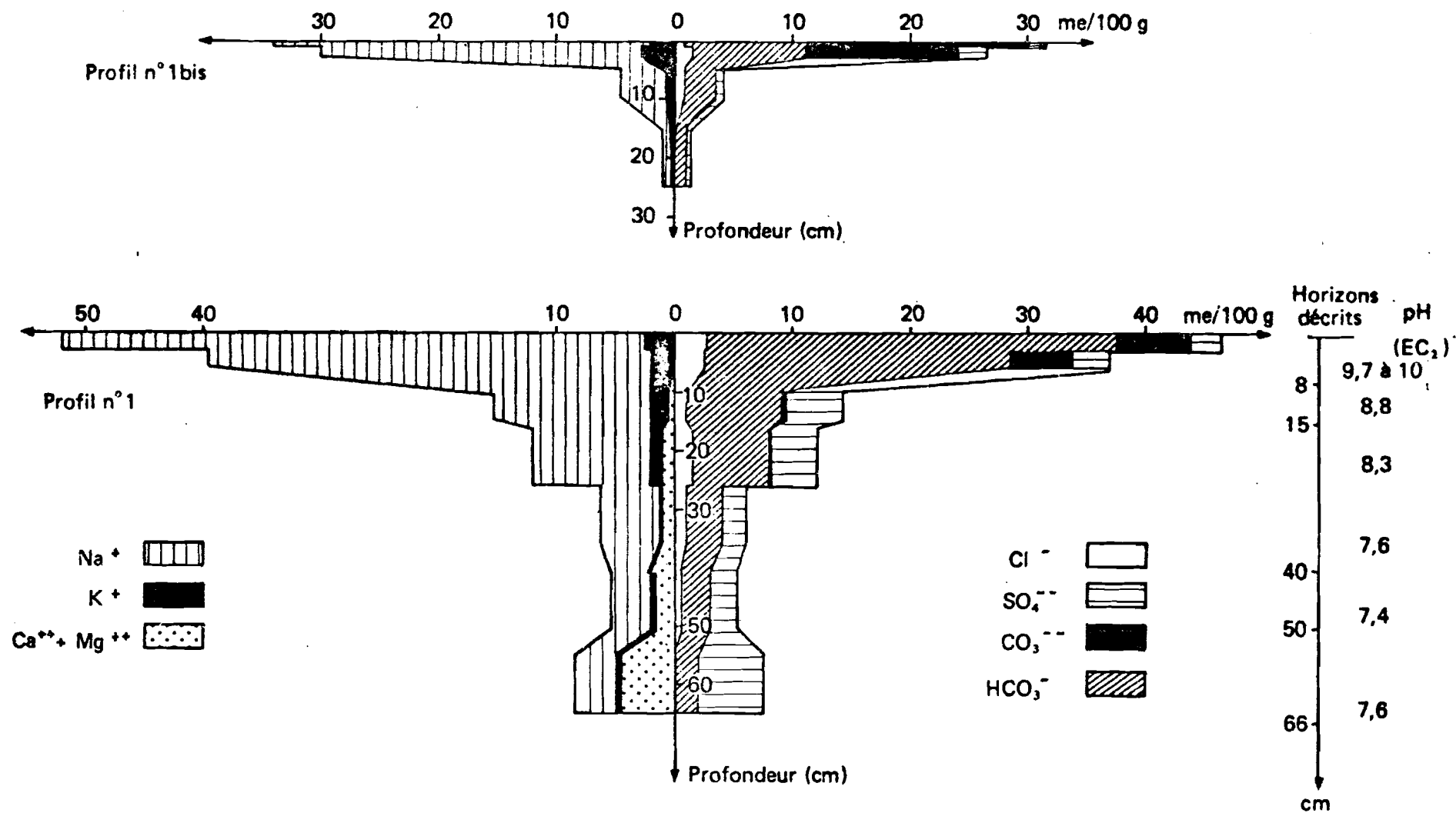


Fig. 21 - Répartition et nature des sels solubles dans les profils n° 1 et n° 1 bis (détermination des ions sur des extraits aqueux au 1/2)

CHAPITRE V. LA DEUXIEME PHASE DE LA PEDOGENESE : LE RELAIS
EN SURFACE DU SOL DES ACCUMULATIONS DE SELS ALCALINS (Na_2CO_3) PAR DES SELS
NEUTRES (Na_2SO_4 , CaSO_4).

Etude du profil n° 2.

La deuxième phase de la pédogénèse survient lorsque la baisse du niveau de la nappe s'accroît. Les profils s'approfondissent. Les sulfures du niveau des vases brunes se réoxydent, ce qui tend à acidifier le milieu. Mais cette acidité ne s'exprime pas car elle est neutralisée au contact des carbonates du sol. Une des manifestations de cette phase de la pédogénèse est le relais en surface du sol des accumulations initiales de sels alcalins (Na_2CO_3) par des sels neutres (Na_2SO_4 , puis CaSO_4). On se propose de décrire les étapes et les modalités de ce relais.

I. LA MISE EN EVIDENCE DU RELAIS.

Le profil n° 2 est situé sur le même axe ouest-est que le profil n° 1, mais plus en amont, à 100 m seulement du bas de pente dunaire, contre 330 m (Fig. n° 13). Le profil fut exondé en Février 1969, et il évolua d'abord de la même manière que les profils n° 1 et 1 bis. Par suite de sa position plus haute (Fig. n° 15), l'accumulation de carbonates alcalins a été moins forte et elle a joué sur une épaisseur de sol plus faible.

1. La mise en évidence du relais par des observations microscopiques.

En Décembre 1969, dix mois après l'exondation, on observe l'apparition en surface du sol d'une fine couche d'efflorescences blanches. Des lames minces d'agrégats polyédriques immédiatement sous-jacents à la couche saline furent examinées au microscope optique. Cet examen révèle la présence de plusieurs types de sels, dont la distribution particulière se définit ainsi (Planche II, photographies n° 4 et 5) :

- A l'intérieur du ped, les sels sont cristallisés au sein du plasma. Ce sont des carbonates de sodium et de calcium. Le plasma est taché de brun par la diffusion de la matière organique. Quelques vides intrapédiaux sont occupés par des cristallaria de chambre, qui sont des carbonates non teintés par la matière organique.

- Dans le vide interpédal, on note la présence :

- . d'amas de carbonates.
- . de petits amas de sulfate de sodium (couleur blanc gris terne en lumière polarisée).
- . de très petits cristaux allongés, qui rappellent les formes du gypse.

- Sur la bordure même du ped, on peut observer la présence de plusieurs cavités dont la forme alvéolaire est analogue et qui sont ouvertes sur le vide interpédal. Certaines de ces cavités sont occupées par des sulfates de sodium, alors qu'une autre contient des carbonates (de calcium ou de sodium).

Bien que l'identification des formes salines cristallisées demeure encore aléatoire en raison de leur petite taille et surtout de leur polymorphisme, on peut d'abord noter la présence simultanée de trois sels :

- . les carbonates de calcium ou de sodium.
- . le sulfate de calcium
- . le sulfate de sodium

On peut ensuite comparer leur "habitus" : les carbonates (de calcium ou de sodium) constituent la masse du ped et ils sont plus anciens que les autres formes salines qui l'entourent. Parmi celles-ci le sulfate de sodium et des carbonates viennent secondairement occuper des cavités en bordure de peds, alors que le gypse reste cantonné aux vides, et ne coexiste donc pas, en fait, avec le carbonate de sodium. Certaines formes d'accumulation saline sont donc postérieures aux accumulations alcalines de la première phase de pédogénèse.

2. La confirmation du relais par des données analytiques complémentaires.

Le relais des accumulations de sels alcalins par des accumulations de sels neutres est confirmé par des données analytiques recueillies lors de cette même période :

. l'analyse minéralogique, aux RX, d'un échantillon de sel cristallisé révèle qu'il contient des traces de gypse.

. les analyses chimiques sur l'extrait à saturation d'un échantillon prélevé entre 0 et 10 cm dans ce profil n° 2 en décembre 1969 montrent que ce relais par des accumulations de sels neutres est en cours. (Tableau ci-dessous)

TABLEAU XVIII. COMPOSITION SALINE DU SOL EN DECEMBRE 1969, ENTRE 0 ET 10 cm,
(sur EC_s).

Profondeur	pH	EC _s mmhos	Cations en mé/100 g					Anions en mé/100 g					SAR
			Ca	Mg	Na	K	Somme	Cl	SO ₄	CO ₃	HCO ₃	Somme	
0 - 10 cm	8,2	5,6	0,8	0,2	7,9	1	9,9	0,6	3,1	0,6	4,5	8,8	11,3

Dans les profils n° 1 et 1 bis, les anions CO₃⁻⁻⁻ et HCO₃⁻ étaient presque'exclusifs en surface du sol. Ici, l'anion SO₄⁻⁻⁻ est bien représenté. Le type de composition cationique, en revanche, n'a pas changé, avec une nette dominance des alcalins sur les alcalino-terreux.

II. L'ETUDE DU PROFIL N° 2 EN AOUT 1970 * : L'INFLUENCE DE LA SAISON DES PLUIES SUR LA MODIFICATION DU TYPE DE SALURE DU SOL.

Le relais par des accumulations de sels neutres apparaît lié à la baisse du niveau de la nappe, au dessèchement et à la structuration des sédiments que cette baisse provoque. En effet, entre Décembre 1969, date de la première mise en évidence du relais, et Mai 1970, fin de la saison sèche, on a observé simultanément :

- une poursuite de la baisse du niveau de la nappe, dont la profondeur atteint 60 cm en Mai.

- une accentuation de la structuration des vases. En particulier, les fentes de retrait s'approfondissent et traversent toute l'épaisseur de ces vases, rejoignant les "argiles structurées" sous-jacentes, dont la structure préexistait.

- une augmentation de la proportion des sulfates dans les sels accumulés en surface du sol.

* Les observations ou mesures effectuées à des périodes différentes, et présentées comme étant relatives à un même sol (le profil n° 2 par exemple) n'ont pas été en fait relevées exactement au même point, mais en divers points situés à l'intérieur d'un "emplacement" qui est un carré de 15 m de côté. La comparaison des données selon les périodes est qualitative (tendances évolutives) et non quantitative (absence de dispositif permettant une étude statistique.)

Au cours de la saison des pluies (fin Juin à début Octobre), on observe une réhumectation du profil et une certaine remontée du niveau de la nappe. On se propose de décrire les conséquences de ces pluies sur les traits pédologiques acquis en saison sèche, et ainsi d'apprécier dans quelle mesure le relais des formes d'accumulation saline est remis en cause.

1. Les données morphologiques (Profil observé le 30 Août 1970).

La surface du sol est couverte par une végétation herbacée dense. La nappe est dans le sol à son niveau piézométrique, à 49 cm de profondeur. Ses eaux sont faiblement minéralisées. Sa composition chimique figure sur le tableau XIX.

- 0 à 5 cm. Horizon humide ; gris-sombre (10 YR 4/1 en sec) ; quelques taches salines blanches, peu étendues, liées à la surface ; autres taches salines blanches entre 1 et 5 cm de profondeur, sous forme d'amas arrondis, de 1 à 2 mm de taille, associés aux vides ; structure polyédrique à subanguleuse fine ou moyenne, nette, liée au chevelu racinaire dense ; éléments structuraux durs, peu poreux, mais volume des vides entre agrégats très important ; effervescence à HCl généralisée, plus vive le long d'anciens pores racinaires.
- 5 à 10 cm. Horizon très humide ; gris-sombre ; quelques taches salines blanches, localisées à l'interface avec l'horizon précédent ; petites taches noires, correspondant à des débris végétaux peu décomposés, noircis sur leur pourtour. Structure polyédrique grossière, nette ; volume des vides important entre agrégats ; pores peu nombreux, fins ou moyens, tubulaires ; effervescence à HCl, plus vive à l'interface avec l'horizon supérieur ; racines.
- 10 à 20 cm. Horizon saturé en eau (humidité de 130 %) ; gris-sombre ; taches noires sur le pourtour de débris végétaux ; structure polyédrique très grossière et peu nette ; agrégats à pores peu nombreux, moyens, tubulaires ; effervescence à HCl, généralisée ; racines, partiellement tachées jaune-rouille.
- 20 à 37 cm. Horizon saturé en eau (150 %) ; gris-brunâtre ; nombreux débris végétaux noircis ; structure massive ; vive effervescence à HCl généralisée.
- 37 à 49 cm. Horizon saturé en eau ; gris-gleyeux (5 Y 5/1 en humide) ; quelques taches jaune-rouille de réoxydation ; structure grenue, très grossière, nette ; très vive effervescence à HCl, généralisée.
- 49 à 100 cm. Sédiment noyé par la nappe phréatique ; passage progressif au matériau argile structuré ; vive effervescence avec HCl jusqu'à 60 cm ; l'effervescence disparaît plus bas.

Tous les horizons ou niveaux sédimentaires sont argileux et riches en une matière organique qui comprend : - la matière organique héritée du sédiment ; - celle due à l'enracinement de la végétation actuelle.

2. Interprétation des données morphologiques.

Le profil est réhumecté sur toute son épaisseur, ce qui provoque un certain gonflement des argiles, et la fermeture des fentes de retrait.

Mais :

- les matériaux ne retrouvent pas leurs taux d'humidité initiaux, malgré leur état "saturé en eau" dès 10 cm de profondeur. La saison sèche a suffi à faire perdre à ces matériaux, et en particulier aux vases organiques, une partie de leur capacité de rétention pour l'eau.

- malgré le caractère saturé en eau des horizons correspondants et la présence de sulfates, les taches de sulfures ne réapparaissent pas dans la masse du sédiment.

- certains caractères de réoxydation observés dans le profil d'Août, notamment les taches jaune-rouille de réoxydation du fer sur la surface des éléments structuraux vers 45 cm de profondeur, sont des traits pédologiques acquis pendant la saison sèche et qui n'ont pas encore été détruits, malgré l'engorgement à ce niveau du profil.

3. Les données analytiques. (Tableau XIX)

Les mesures de pH et d'Eh "in situ" ont été limitées aux horizons suffisamment humides. La température du sol varie peu à la verticale du profil : entre 31 et 32° C. La composition saline des divers horizons a été déterminée sur des échantillons préalablement séchés à l'air (extraits au 1/2). De cet ensemble de données, on retiendra les points suivants :

- la nappe phréatique garde en Août un caractère "oxydé" (Eh = + 325 mvolts). Elle contient comme ions dominants les anions HCO_3^- et SO_4^{--} , les cations Na^{++} et Ca^{++} avec un rapport alcalins/alcalino-terreux dont la valeur est relativement faible.

- le potentiel redox des horizons saturés en eau est nettement positif.

- le pH du sol est inférieur à 8,3 et les extraits aqueux des divers horizons ne renferment plus l'anion CO_3^{--} . Les sulfates sont devenus l'anion dominant, associés à des alcalins en surface, et aussi à des alcalino-terreux entre 10 et 30 cm de profondeur.

- le maximum de l'accumulation saline n'est plus localisé en surface du sol, mais à faible profondeur.

TABLEAU XIX. DONNEES ANALYTIQUES SUR LE PROFIL N° 2 EN AOUT 1970.

A. Données de terrain et quelques données globales.

Profondeur (cm)	Données de terrain			pH labo.	Matière Organique %	Carbonates totaux %
	Humidité %	pH	Eh (mvols)			
0-5 cm	53			7,6	25	6
5-10 cm	110			7,7	24	3
10-20 cm	130			7,5	20	2
20-30 cm	150	7,2	+ 315	7,5	24	8
35-47 cm	130		+ 295	7,7	14,7	15
50-60 cm	63		+ 325	7,9	7,1	22

B. Les sels solubles du profil (sur un extrait au 1/2).

Profondeur (cm)	EC ₂ mmhos	Cations en mé/100 g					Anions en mé/100 g					SAR
		Ca	Mg	K	Na	Somme	Cl	SO ₄	CO ₃	HCO ₃	Somme	
0-5 cm	3,6	1,6	0,8	0,6	5,2	8,2	0,2	5,8	0	2,2	8,2	10,5
5-10 cm	6,4	3,6	2,2	0,55	10	16,35	0,1	13,4	0	2,8	16,3	13
10-20 cm	6,0	4,2	2,8	0,5	7,2	14,7	0,05	13,6	0	1,25	14,9	8,6
20-30 cm	4,5	4	2	0,35	4,4	10,75	0,05	9,6	0	0,9	10,55	5,7
35-47 cm	1,6	1,45	0,5	0,2	1,25	3,4	0,05	2,6	0	0,55	3,2	2,85
50-60 cm	0,6	0,45	0,2	0,1	0,5	1,25	0,05	0,65	0	0,5	1,2	2,0
Nappe (ions en mé/l)	0,68	2,7	1,3	0,5	3,0	7,5	0,2	2,8	0	4,1	7,1	2,1

Profil 2

août 1970

Résultats sur un extrait 1/2

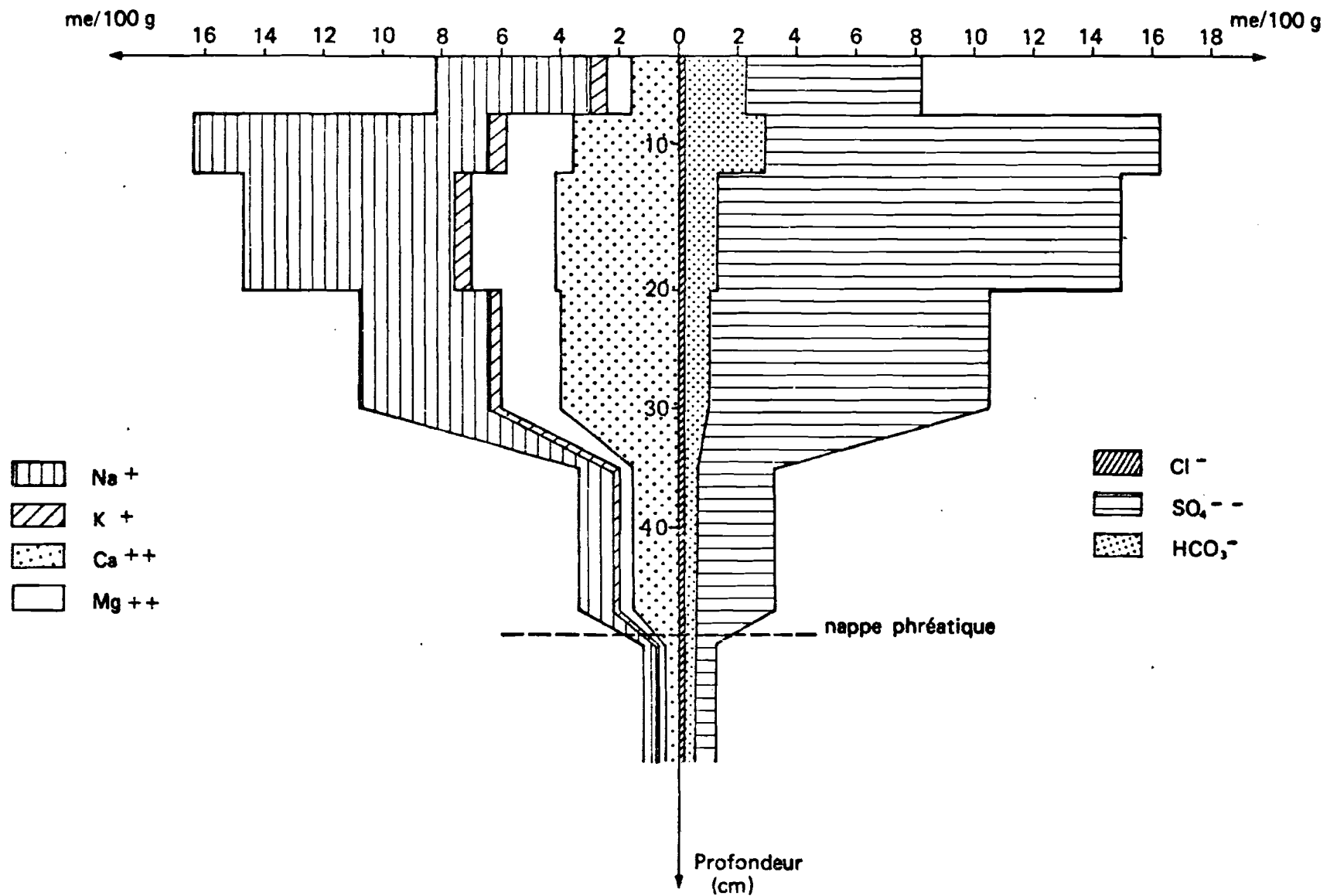


Fig. 22 - Répartition et nature des sels solubles dans le profil n° 2

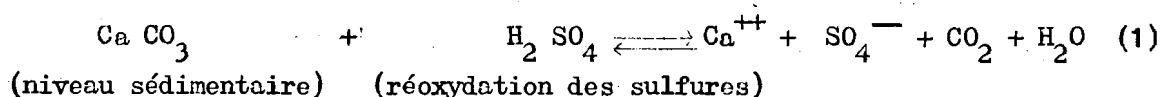
4. Résumé et conclusion de l'étude du profil n° 2 en saison des pluies.

Malgré la réhumectation due aux eaux météoriques, les traits pédologiques acquis lors de la saison sèche précédente sont en partie conservés, notamment la structuration. Le relais par les accumulations de sels neutres n'est pas remis en question : on note seulement un lessivage des sels à faible profondeur.

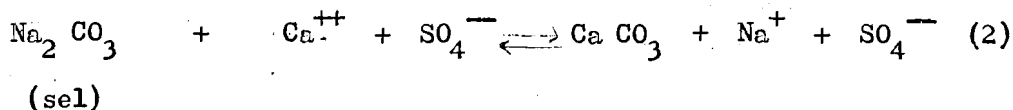
III. LES MECANISMES DU RELAIS ET L'INTERVENTION DE LA VEGETATION.

1. Le mécanisme de neutralisation du carbonate de sodium lors de la réoxydation des sulfures.

Le sol contenait au moment de son exondation quelques sulfures à faible profondeur. La structuration et l'aération du profil provoquent la réoxydation de ces sulfures, et ainsi la formation d'acide sulfurique. La réoxydation se produit à un niveau du sol riche par ailleurs en carbonate de calcium (niveau de carbonatation "ancienne"). La réaction peut s'écrire :



Les ions Ca^{++} et SO_4^{--} sont repris dans les solutions remontant par capillarité. Le carbonate de sodium cristallisé en surface du sol est ainsi mis en contact avec des solutions contenant l'ion Ca^{++} . La réaction de neutralisation du carbonate de sodium s'écrit alors, en surface du sol :



Cette réaction ne concerne en fait que des ions. Elle suppose donc que le carbonate de sodium cristallisé soit dissous, c'est à dire que les remontées capillaires atteignent la surface du sol. La réaction (2) joue préférentiellement vers la droite en cas d'apport renouvelé de calcium, car le carbonate de calcium est très peu soluble.

Le mécanisme qui vient d'être décrit est compatible avec les données microscopiques relatives à Décembre 1969 et avec l'interprétation qui en a été proposée. Il suppose l'intervention de la végétation, qui protège le sol de la formation d'un "self-mulching".

Ces données et cette interprétation sur le rôle de la réoxydation des sulfures sont à rapprocher de celles présentées antérieurement dans le cas des polders hollandais (ENTE, 1964), des sols salés d'URSS (BAZILEVICH, 1965), des dépôts de gypse du Sud-Ouest de l'Iran (PERELMAN, 1967), des sols de mangroves (VAN BEERS, 1962 ; HART, 1963 ; VIEILLEFON, 1969).

Il faut enfin signaler que ce mécanisme de "disparition" du carbonate de sodium n'est probablement pas le seul à intervenir : le dépôt de carbonate de sodium a provoqué secondairement, après l'exondation et lors de la saison des pluies, une fixation d'une partie de ce sodium sur le complexe adsorbant. Le calcium qui a fait l'objet de l'échange précipite en présence de l'anion carbonate. Plusieurs auteurs soviétiques ont observé ce phénomène (bibliographie dans IVANOVA, 1972).

2. L'intervention de la végétation dans cette deuxième phase de la pédogénèse.

La première phase de la pédogénèse, c'est-à-dire l'accumulation superficielle de carbonate de sodium, se déroulait sans intervention notable de la végétation ; les sols, dénudés, présentaient un début de "self-mulching", réduisant l'évaporation. Au niveau du profil n° 2, la colonisation par la végétation s'est effectuée assez rapidement après l'exondation (3 à 5 mois), et a revêtu divers aspects : des îlots de roseaux se sont développés en concurrence avec une prairie herbacée. L'homme a défriché certaines petites parcelles pour semer du blé. Les modalités de l'intervention de cette végétation sont diverses :

A. La végétation accélère la baisse du niveau de la nappe.

Le facteur externe décisif du relais précédemment décrit est l'abaissement du niveau de la nappe phréatique. Cet abaissement est d'abord dû à la baisse du niveau du lac Tchad pendant la même période et à la poursuite d'une très forte évaporation de la lame d'eau de submersion occupant encore les parties basses du polder. Mais la végétation accélère cette baisse. Assurant une bonne couverture du sol, elle augmente en effet l'évapotranspiration réelle, réduite lors de la première phase par le "self-mulching" ; cette ETR retrouve une valeur proche de l'E.T.P., ce qui favorise la baisse du plan d'eau et le drainage des sols (PONS et al. 1965).

B. La végétation joue un rôle mécanique de compaction du sol.

Il s'agit de l'action mécanique des racines de roseaux. Lorsque la végétation se développe, la consistance des vases est encore malléable dès 10 cm de profondeur. On constate sur des lames minces de sols effectuées à ce niveau des profils que l'enracinement provoque localement des tensions.

Ces tensions se manifestent :

- par une distribution des organoreliques du sédiment en auréoles concentriques autour des tubes racinaires (Planche I, photographies n° 4). Cette distribution correspond aux tensions produites par l'implantation et l'accroissement des racines dans un matériau à consistance malléable ou même pâteuse.

- également par une réorientation du fond matriciel autour de ces racines. Des séparations plasmiques, qui représentent des cutanes de tension ("stress cutans"), s'ordonnent autour de ces conduites racinaires (Planche I, n° 5). Cet assemblage plasmique peut persister après la disparition de la racine, et il apparaît alors autour du vide un assemblage de type vosepique.

Ces phénomènes de pédocompaction augmentent la densité apparente du matériau et participent à sa consolidation.

C. Cette même végétation joub. lorsqu'elle est brulée, un autre rôle physique.

Lorsqu'il veut utiliser les sols pour la culture, l'homme défriche la végétation naturelle. Cette végétation est brulée après séchage sur place. Cette forme locale d'écobuage semble avoir des conséquences physiques importantes.

Les températures atteintes lors de ces feux sont en effet très élevées et il a été constaté (DEBANO, 1970 ; SAVAGE, 1972) que sous l'effet de la chaleur les substances organiques de l'horizon de litière ou de l'horizon sous-jacent étaient "vaporisées". Une partie se déplace vers le haut et se perd dans l'atmosphère ; mais une partie migre vers le bas et se condense dans les couches de sol plus froides où elle cause des phénomènes physiques d'hydrophobie. Ce phénomène a été vérifié en laboratoire par DEBANO (1970). On peut penser que ce mécanisme joue dans le cas des sols de polder puisqu'on constate que certains éléments argileux de surface ont subi une cuisson irréversible ce qui suppose une température très élevée.

D. Cette végétation libère en brulant des éléments minéraux.

En se développant, la matière végétale immobilise un certain nombre d'éléments chimiques. Lors des feux qui suivent la coupe, ces éléments sont libérés sous forme minérale de cendres en surface du sol. C'est là une seconde conséquence de cette forme d'écobuage.

Dans un secteur de la séquence colonisé par une végétation très dense de roseaux Typha, le poids de matière organique fraîche recueillie a été de 260 tonnes à l'hectare pour les parties aériennes (soit environ 40 tonnes de poids sec) et 600 kg/ha de litière. Il s'est avéré que la teneur des tissus végétaux en bases était très variable selon l'espèce considérée, et selon la salure du sol (Tableau LVI). Il apparaît néanmoins que la végétation libère du potassium sous forme minéralisée avec un rapport Na/K bien inférieur à celui observé en surface du sol nu, à la fin de la première phase de la pédogénèse.

E. L'enracinement de cette végétation favorise une sulfato-réduction localisée.

Très localement, autour des racines qui se décomposent, la végétation provoque une réduction des sulfates, que l'on décèle par les taches noires gainant certains tissus végétaux. Les populations de bactéries sulfato-réductrices trouvent donc dans l'entourage de ces racines des "microhabitats" propices à leur développement, alors que l'horizon en tant que tel ne leur est plus favorable. Il s'agit là d'un effet rhizosphérique décrit par DOMERGUES (1969) ; JACQ et al (1970). Ces taches sont à rapprocher des taches de sulfures, beaucoup plus développées, mais également liées à l'enracinement de la végétation, décrites dans les mangroves (VIEILLEFON, 1969).

En conclusion, la végétation colonisant le sol joue un rôle complexe dans le relais des accumulations alcalines par des accumulations de sels neutres. Parmi ces diverses modalités d'intervention, certaines peuvent même apparaître antagonistes :

- la végétation accélère le drainage interne des sols et par suite la réoxydation des sulfures.
- mais elle provoque localement, au contact des racines, une deuxième forme de sulfato-réduction.

On conçoit donc que la végétation pourra, selon celle de ses modalités d'intervention qui sera prédominante, soit accélérer le relais, soit le retarder ou même l'empêcher. Dans le cas du profil n° 2, elle l'a plutôt accéléré.

IV. RESUME DE L'ETUDE DU PROFIL N° 2.

VARIABILITE DANS L'ESPACE DES MODALITES DU RELAIS.

1. L'évolution du profil n° 2 dans les mois suivants (Août 1970 - Mars 1971)

L'évolution amorcée se confirme : la proportion des alcalino-terreux par rapport aux alcalins augmente en surface du sol, ce qui s'accompagne d'une désalcalisation du complexe adsorbant (Tableau XX.). On note simultanément une diminution de la proportion du sodium par rapport au potassium dans les éléments solubles.

TABLEAU XX. COMPOSITION SALINE DE L'HORIZON SUPERFICIEL DU SOL

26 mois après l'exondation (Mars 1971) ; (sur des extraits aqueux 1/2 à partir d'échantillons séchés à l'air).

Prélèvement	EC ₂ mmhos	pH	Cations en mé/100 g de sol					Anions en mé/100 g					Eléments échang.	
			Ca	Mg	Na	K	Somme	Cl	SO ₄	CO ₃	HCO ₃	Somme	Na/T %	K/T %
0-10 cm	6,95	7,8	5,3	4,1	8	1,6	19	0,6	15	0	3,2	18,8	5	6

2. Résumé et interprétation de l'histoire du profil n° 2 dans les 26 mois qui ont suivi son exondation.

. Ce sol a hérité du carbonate de calcium et des sulfures métalliques, tous deux accumulés à faible profondeur.

. Lors de la première phase de la pédogénèse, du carbonate de sodium se dépose dans l'horizon superficiel.

. La baisse du niveau de la nappe, le dessèchement des sédiments, la structuration et l'aération du sol provoquent la réoxydation des sulfures. L'acide sulfurique formé réagit avec le carbonate de calcium.

. Par le biais des remontées capillaires, la base du profil nourrit alors le sommet en calcium : le calcium venant de l'attaque de CaCO₃ à faible profondeur et le calcium des eaux de la nappe.

. Le carbonate de sodium de surface est redissous. L'anion CO_3^{--} précédemment associé au sodium reprécipite à l'état de CaCO_3 , cette fois en surface du sol. Dans un premier temps, le mécanisme produit par ailleurs du sulfate de sodium. Dans un second temps, après la disparition totale du carbonate de sodium, il peut produire du gypse.

. On observe alors une certaine désalcalisation du complexe adsorbant de la partie superficielle du sol.

3. La variabilité dans l'espace des modalités du relais.

On observe que le relais des accumulations de carbonates par les sulfates se propage de la partie haute vers la partie basse de l'axe transversal avec un décalage dans le temps. Ce mode de relais est à rapprocher de celui déjà décrit entre une nappe phréatique captive et en milieu fortement réducteur en aval, et une nappe à son niveau piézométrique et en milieu non ou modérément réducteur en amont (ch. II).

On constate ainsi, sur des extraits aqueux au 1/2 des horizons 0-10 cm prélevés en 3 points le long de l'axe en Mars 1971, que la valeur du rapport $\text{SO}_4^{--}/(\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{--})$ diminue vers l'aval alors que les valeurs du rapport Na^+/K^+ et les proportions de sodium et de potassium échangeables sur le complexe adsorbant augmentent.

TABLEAU XXI. COMPOSITION DE L'EXTRAIT 1/2 DES HORIZONS 0-10 cm EN TROIS POINTS DE L'AXE, EN MARS 1971.

Localisation sur l'axe/bordure	EC ₂ mmhos	pH	Cations de l'extrait mé/100 g					Anions mé/100 g de sol				Bases échangeables		
			Ca	Mg	Na	K	Somme	Cl	SO ₄	CO ₃	HCO ₃	Somme	Na/T%	K/T %
100 m	6,95	7,8	5,3	4,1	8	1,6	19	0,6	15	0	3,2	18,8	5	6
175 m	6,7	7,8	1,8	0,7	13,5	0,9	16,9	0,7	11	0	4,4	16,1	25	7,5
335 m	8,2	8,3	1,1	0,4	18	1,4	20,9	1	6,8	0,7	6,4	13,9	40	14,5

Ce tableau, rapproché des dates d'exondation, révèle également que les délais de ce relais varient de l'amont vers l'aval :

- à 100 m de la dune (profil n° 2), le relais est effectif 10 mois après l'exondation.
- à 335 m (profil n° 1), le relais n'est encore que partiel un an après l'exondation.

V. CONCLUSION SYNTHETIQUE AUX CHAPITRES IV ET V :

LES PREMIERES ETAPES DE LA PEDOGENESE.

Tous les faits présentés dans ces deux chapitres sur les sols, comme d'ailleurs dans le chapitre III sur les eaux, ont été relevés le long de deux axes recoupant transversalement le polder de DJIBOULBOUL depuis sa bordure dunaire jusqu'à sa partie centrale et basse.

Ces axes constituent des chronoséquences de sols : les sols sont de plus en plus jeunes de l'amont vers l'aval. Ces axes sont aussi, de par leur pente, des toposéquences. C'est ce dernier terme qui sera désormais employé.

1. L'ampleur et le déterminisme des différenciations subies par le sédiment superficiel.

Malgré la brièveté de cette première phase de la pédogénèse (moins de 3 ans), on a constaté l'ampleur des différenciations subies par le sédiment. Mais on a constaté aussi les variations dans l'espace, à l'échelle d'une toposéquence, que présentent ces différenciations (modalités de la structuration, nature et localisation des accumulations salines, réactions des sels avec la matière organique des sédiments).

Ces variations semblent obéir à une loi. Cette loi traduit le rôle déterminant de la topographie (position du sol le long de la toposéquence) et de l'âge du sol. En ce sens, on pourrait ici parler de "chaîne de sols". L'analyse de ce rôle permet de rendre compte de la diversité des sols. Ce point est concrétisé en rapprochant (Fig. n° 24) la composition saline des 3 profils étudiés (n° 1, 1 bis et 2), et en considérant l'importance du calcium et des sulfates dans ces 3 cas :

- dans un sol (profil n° 1 bis) en position médiane de la toposéquence, mais très jeune, la part de Ca^{++} et de SO_4^{--} est négligeable (niveau piézométrique de la nappe : 6 cm).

- dans un sol (profil n° 1) en position basse de la séquence, mais plus âgé, l'influence de Ca^{++} et de SO_4^{--} se manifeste à la base du profil ; leur part reste modeste par rapport aux carbonates et bicarbonates alcalins accumulés dans la partie supérieure du profil. (niveau piézométrique de la nappe : 13 cm)

- dans un sol (profil n° 2) en position haute et encore plus âgé, l'influence de SO_4^{--} devient dominante, celle de Ca^{++} importante. (niveau piézométrique de la nappe : 49 cm).

2. La voie d'évolution "saline neutre" des sols.

Le relais des accumulations de sels alcalins par des sels neutres a nécessité une aération du milieu, une oxydation des composés d'origine sédimentaire, auxquelles ont participé plusieurs facteurs :

- une baisse importante et rapide du niveau de la nappe phréatique.
- une alcalisation initiale modérée, ne compromettant pas définitivement le développement ultérieur d'une structure de taille fine ou moyenne, stable.
- une dominance du rôle asséchant de la végétation, par le biais de l'évaporation, sur son rôle réducteur (effet rhizosphérique).

Dans la partie amont de la toposéquence, et notamment au niveau du profil n° 2, tous ces facteurs jouent de façon convergente et le relais est totalement et rapidement (en moins d'un an) assuré. Le problème des sels dans ces sols devient un problème de dynamique de sels neutres en fonction des caractéristiques de la nappe et du sol. Le caractère humifère du matériau, l'enracinement de la végétation provoquent des "phénomènes générateurs de CO_2 ", Mais les caractères pédologiques acquis par le sol, en partie irréversibles, ne permettent plus le développement d'un milieu suffisamment réducteur pour qu'il y ait sulfato-réduction dans la masse du sol.

Ce type d'évolution est qualifié de "voie saline neutre".* Il se produit dans des sols fortement structurés, dans des paysages assurés d'un bon drainage interne". Il sera opposé à un autre type d'évolution, qualifié de "voie alcaline",* et caractérisé par l'absence de ce relais; par la poursuite de l'accumulation de carbonate de sodium.

* L'opposition des termes "voie saline neutre" et "voie alcaline" est impropre, sensu stricto : l'accumulation de carbonate de sodium est en effet elle-même une accumulation "saline". Ces termes ont été néanmoins conservés, en raison de leur commodité d'emploi ; voie "saline neutre" (sulfates) et voie "(saline) alcaline" (carbonates). Les grands traits de cette dichotomie ont déjà été présentés (CHEVERRY, 1968 b).

CHAPITRE VI. LA DIFFERENCIATION DES SOLS PAR LA VOIE

" SALINE NEUTRE " EN RELATION AVEC LA BAISSSE DU NIVEAU DE LA NAPPE.

Etude d'une séquence de sols du polder de BOL - GUINI.

La phase suivante de l'histoire des sols de polders a été étudiée dans un autre polder, celui de BOL GUINI (Fig. n° 8), qui a été créé en 1951. Les sols sont donc plus âgés que ceux décrits dans les chapitres précédents. Le polder de BOL GUINI a fait l'objet d'observations et de mesures régulières (GUICHARD et al. 1959 ; PIAS et al. 1960, 1961, 1964 ; CHEVERRY, 1966, 1968, 1969, 1971).

De 1951 à 1965, la nappe phréatique est toujours restée proche de la surface du sol. En revanche, le niveau de la nappe s'est progressivement abaissé depuis 1965 de plus d'1 m. On se propose de décrire, à l'échelle d'une toposéquence, les conséquences de cette baisse du plan d'eau sur les caractères des eaux elles-mêmes et des sols.

La toposéquence choisie est longue de 1100 m et orientée Ouest-Est. Seules les bordures présentent une pente nette : 1,7 % sur 150 m à l'Ouest ; 1,5 % sur 50 m à l'Est. Le reste de la séquence est presque plat, à une altitude de 277,9 m (Lever du Génie Rural, 1966). Une zone légèrement déprimée est observée vers l'Est de la séquence. Mais les dénivelées restent faibles : le point le plus bas est à l'altitude : 277,6 m. L'étude détaillée de la séquence a porté plus précisément sur la période 1963-1971 (âge des sols : 15 à 20 ans).

I. LA NAPPE PHREATIQUE ET L'EVOLUTION DE SES CARACTERES.

1. Le gradient Ouest-Est des eaux de la nappe.

Le schéma de circulation des eaux est résumé sur la figure 25, d'après les travaux de DIELEMAN, DE RIDDER, 1963. Un des niveaux sédimentaires, l'argile "limoneuse", constitue vers 3 mètres de profondeur une couche de faible perméabilité à la base de l'argile structurée. Comme ces auteurs le font remarquer : " cette couche est toutefois absente sur la bordure ouest de la séquence et la plus grande partie des eaux d'infiltrations pénètre le polder par cette zone étroite et s'écoule ensuite en une direction généralement est, à travers l'argile structurée et par dessus la couche de faible perméabilité."

L'existence d'un tel gradient implique que les sels dissous au niveau de la nappe dans la partie ouest de la séquence peuvent être évacués vers la partie est. Ce schéma doit être affiné en distinguant deux périodes :

- de 1963 à Février 1969, le gradient de la nappe concerne l'ensemble de la toposéquence. Dans le sens Ouest vers Est, on constate que la conductivité des eaux augmente d'abord lentement sur les 800 premiers mètres, puis brutalement. Il y a là, sur 100 m de largeur, une zone de dépression de 30 cm par rapport au fond du polder. La conductivité ne rediminue que faiblement en bordure est (figure 25 : Mars 1967). Le flux des eaux salées, drainant latéralement, traverse l'ensemble du polder.

- depuis Février 1969, on observe l'arrivée d'eaux très faiblement minéralisées à partir de la bordure est, ce qui se manifeste par une chute très brutale de la conductivité des eaux dans cette partie de la séquence. Le secteur de la séquence où les eaux sont les plus minéralisées se décale progressivement vers l'ouest. (figure 25 : Mars 1971).

Cette modification du mode d'alimentation de la nappe sur la bordure est apparaît liée à la baisse d'ensemble du plan d'eau (CHEVERRY, 1969) : le mouvement Ouest-Est des eaux salées est bloqué, probablement à la base des argiles structurées et un contre-courant d'eaux faiblement minéralisées débittant de la dune est prend alors le relais, "repoussant" les eaux les plus salées.

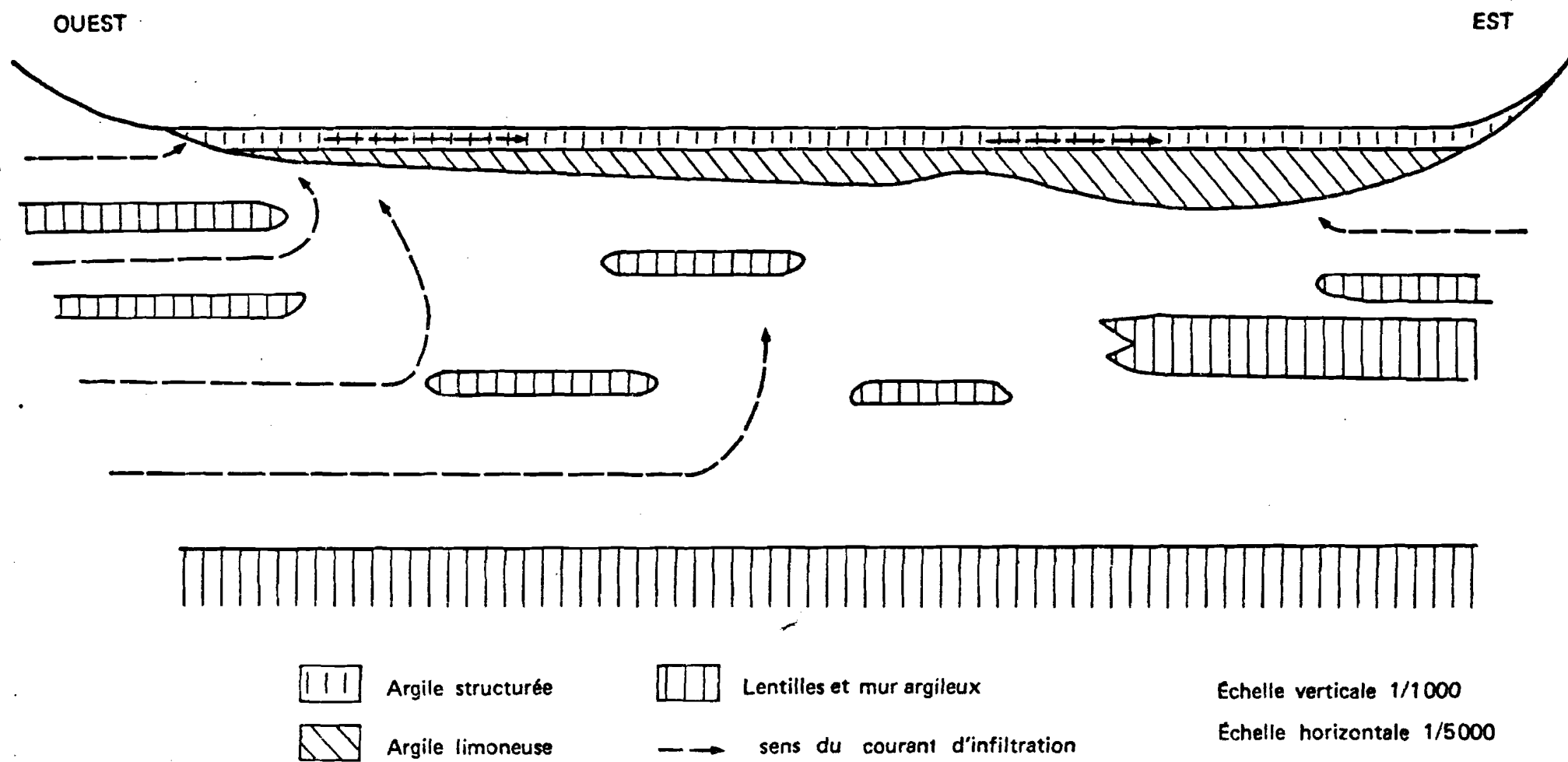


Fig. 24 - Répartition schématique des courants d'eau d'infiltration dans le polder de Guini
 (d'après DIELEMAN et al. 1963)

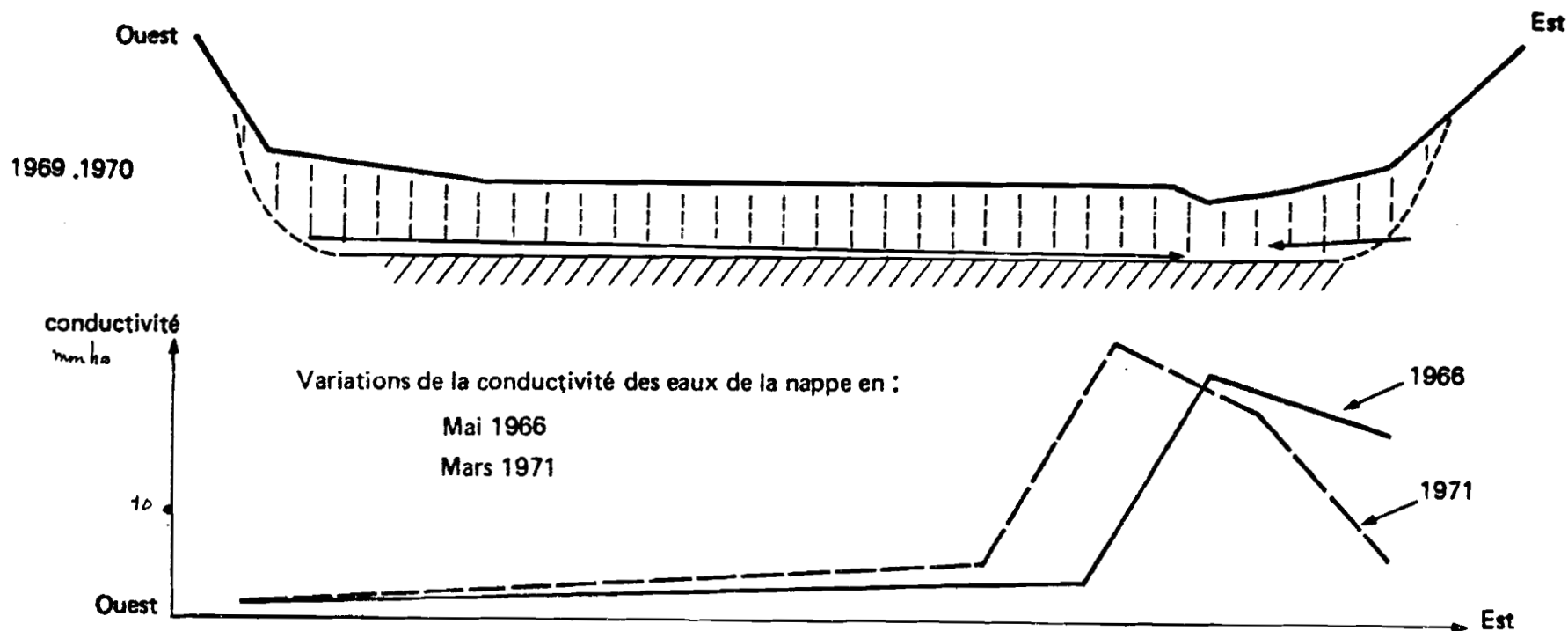
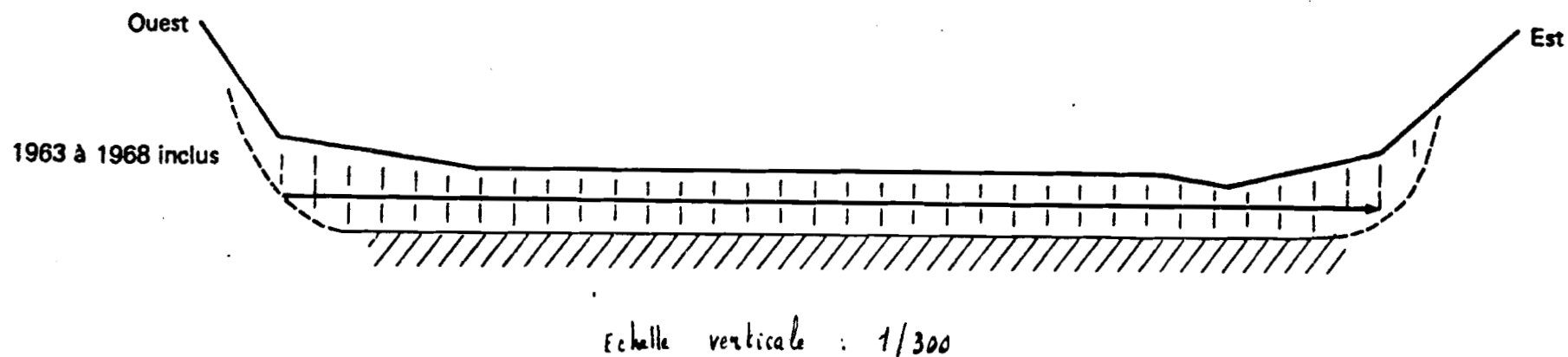


Fig. 25 - Changement du mode d'alimentation de la nappe en fonction de son niveau (polder de GUINI)

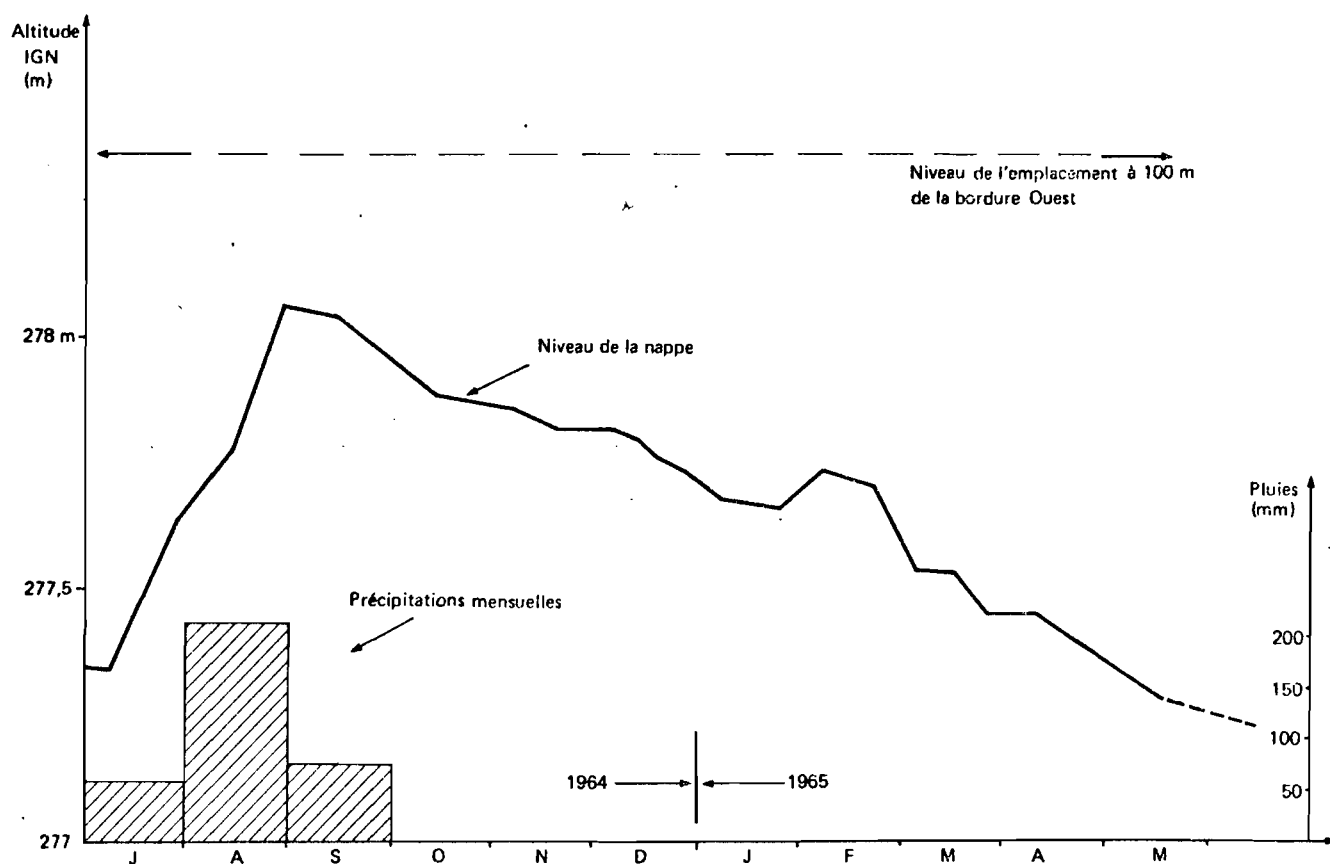


Fig. 26 - Variations du niveau de la nappe phréatique au cours de l'année 1964-1965, à l'emplacement du profil n° 3

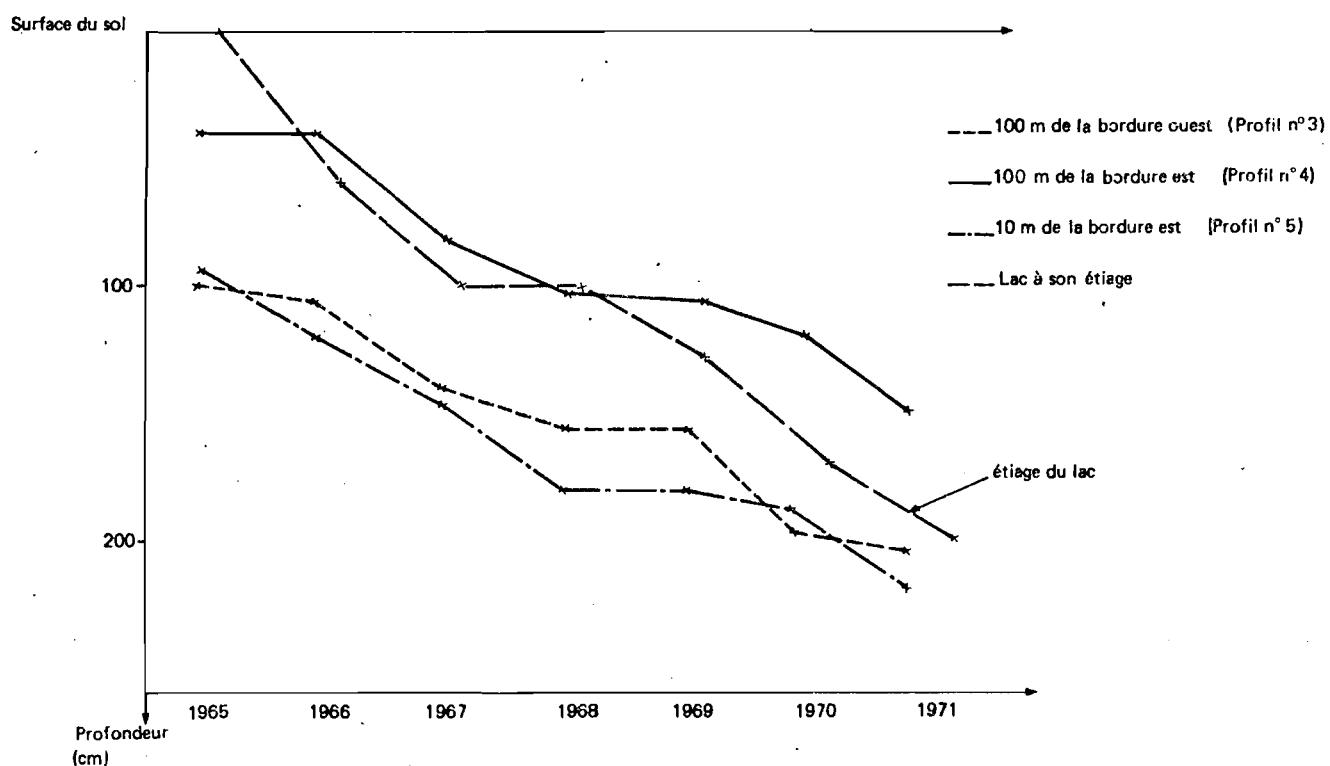


Fig. 27 - Variations interannuelles du niveau de la nappe à l'emplacement des 3 profils de la séquence étudiés dans le chapitre VI

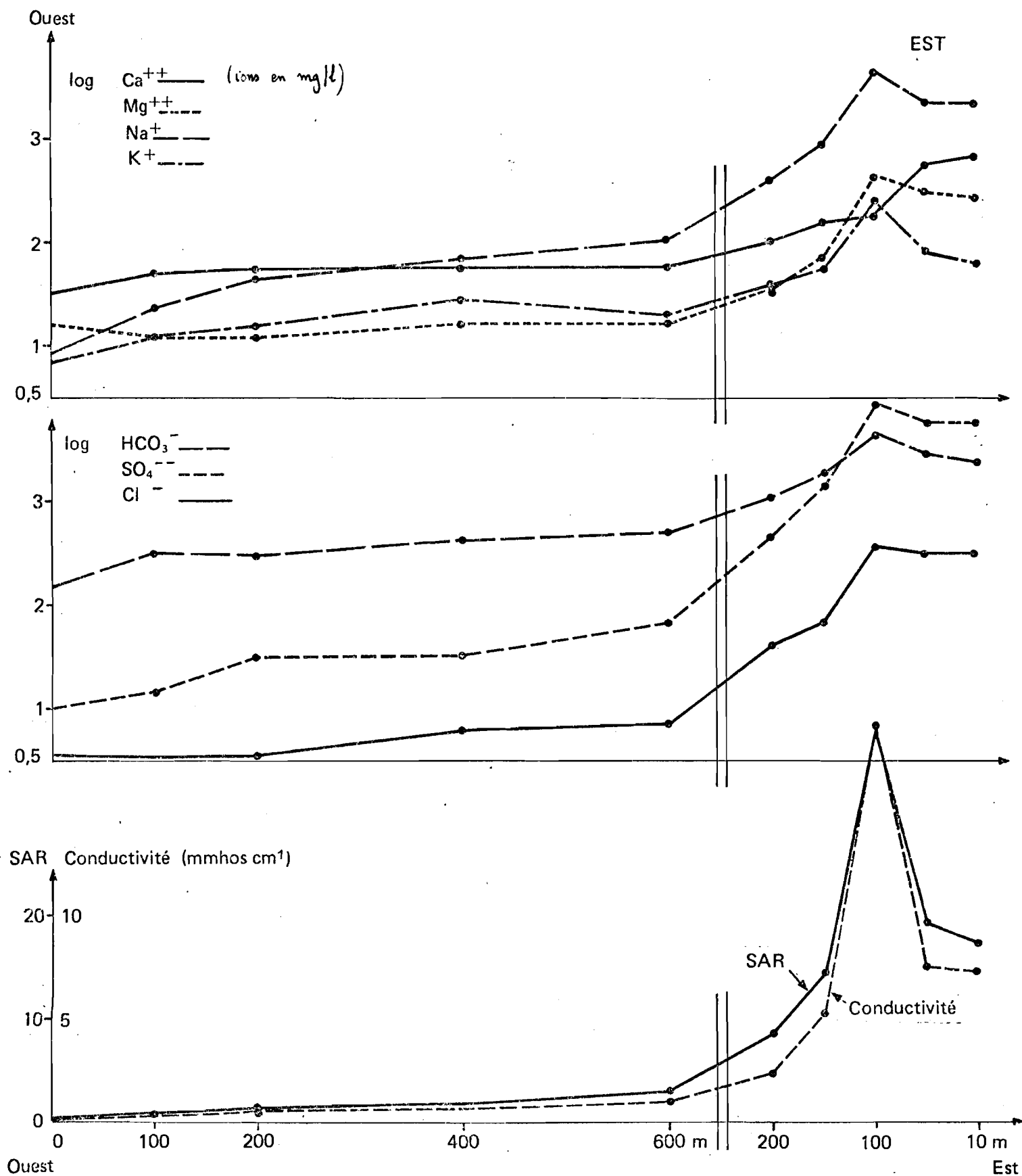


Fig. 28 - Variations des caractéristiques chimiques des eaux de la nappe le long de la séquence en mars 1967

2. Les variations de niveau de la nappe phréatique.

A. Variations au cours de l'année. (Fig. n° 26) (CHEVERRY, 1965).

Chaque année le niveau de la nappe baisse progressivement au cours de la saison sèche. Il remonte durant la saison des pluies (Juillet à Septembre). Ainsi en 1964, année de pluviométrie moyenne (289 mm) et de nappe à faible profondeur, le niveau de la nappe a monté rapidement, sur une hauteur de 60 à 90 cm, selon qu'il s'agissait des bordures ou des parties basses de la séquence. Au cours des mois suivants, le niveau de la nappe baisse d'abord rapidement (fin septembre, octobre) puis régulièrement. Le palier observé en Janvier-Février est attribué à l'influence du lac Tchad, dont le niveau est alors à son maximum annuel (PIAS, 1961).

B. Variations interannuelles. (Fig. n° 27).

La baisse du niveau de la nappe entre 1965 et 1971 est figurée en ne considérant chaque année que la fin de la saison sèche et en s'attachant aux trois emplacements de la séquence dont les sols feront l'objet d'une étude particulière (Profils n° 3, 4 et 5). On note que la baisse du niveau de la nappe phréatique a été d'une amplitude inférieure de moitié à celle du niveau du lac Tchad durant la même période. Ceci confirme la complexité de l'alimentation de la nappe de ce polder (chapitre I).

3. Les variations des caractéristiques chimiques de la nappe le long de la toposéquence. (Fig. n° 28 et 29).

A. Les traits généraux de ces variations selon l'axe Ouest-Est.

Deux cents échantillons d'eaux furent prélevés et analysés en 12 emplacements de la séquence, au cours de 18 missions effectuées régulièrement entre 1965 et 1971. On a toujours constaté une augmentation progressive du degré de minéralisation des eaux selon l'axe Ouest-Est de la séquence, en particulier jusqu'à la partie la plus basse de la séquence, à 100 m de sa limite est :

- Les teneurs en SO_4^{--} et surtout en Cl^- augmentent plus rapidement que celles en HCO_3^- . Ces dernières atteignent cependant des valeurs élevées; de l'ordre de 40 me/l.

- L'absence en quantités notables de l'anion CO_3^{--} est due aux fortes pressions partielles de CO_2 . Ces pressions, de l'ordre de 1 % d'atmosphère sur la majeure partie de la séquence, atteignent 10 % dans la partie basse (trois cents fois plus que dans l'atmosphère proprement dite).

- Les teneurs en alcalins augmentent plus rapidement que celles en alcalino-terreux. Les valeurs des rapports Na/K et Mg/Ca augmentent. Dans la partie basse, on note une augmentation particulière des teneurs en NH_4^+ : de 2 mg/l en amont, les teneurs passent à 20 mg/l.

Selon ce même axe, on note en revanche une diminution des valeurs du potentiel d'oxydo-réduction des eaux. Dans la partie basse, des valeurs localement très basses ($E_h = -200$ mvolts) ont été relevées jusqu'en 1969.

B. Comparaison des données de Mars 1967 et de Mars 1971 : les conséquences de l'abaissement du plan d'eau.

La comparaison des données de Mars 1967 et de celles de Mars 1971 fournit des éléments nouveaux pour interpréter la dynamique des eaux de la nappe à l'échelle de cette séquence. Pour faciliter les comparaisons, les données des figures 28 et 29 concernent les logarithmes des teneurs ioniques, exprimées en ppm.

- la teneur en sels des eaux de la nappe n'a pas augmenté durant ces quatre ans sur la moitié ouest de la séquence. Les valeurs maximales du degré de minéralisation des eaux, dans la partie est, n'ont pas sensiblement augmenté mais leur position s'est déplacée de 100 m vers l'ouest et la largeur de la bande des eaux à forte salure s'est accentuée.

- de 1967 à 1971, on constate que la proportion des sulfates par rapport à la somme des anions a fortement augmenté. Celle des bicarbonates a diminué. (Fig. n° 30). Simultanément, la proportion des alcalino-terreux par rapport aux alcalins a augmenté. L'augmentation porte plus sur le calcium que sur le magnésium.

- les pressions partielles de CO_2 dans l'atmosphère des sols ont diminué, tout en restant supérieurs à 3 % dans la partie basse de la séquence. Les valeurs du potentiel d'oxydo-réduction ont augmenté : E_h est positif même dans la partie basse. Des teneurs non négligeables en oxygène dissous (0,5 mg/l) sont apparues sur une large bande ouest.

4. Conclusion et interprétation des données sur les eaux de la partie supérieure de la nappe phréatique.

A. Dans l'espace, les eaux de la nappe se concentrent progressivement de l'Ouest vers l'Est. Les ions SO_4^{--} , Cl^- , Na^+ sont proportionnellement d'autant mieux représentés que la concentration globale est élevée. Ceci est dû à la faible solubilité du carbonate de calcium et dans une moindre mesure du gypse. De telles modifications progressives de la composition des eaux

TABLEAUX XXII et XXIII

VARIATIONS DES CARACTERISTIQUES CHIMIQUES DE LA NAPPE LE LONG DE LA SEQUENCE.

A. MARS 1967.

Distance à la bordure Ouest (en m)	Conductivité E.C. mmhos	pH	Cations en mé/litre					Anions en mé/litre				Données calculées					
			Ca	Mg	Na	K	Somme cations	Cl	SO ₄	CO ₃	HCO ₃	Somme anions	Cl%	SO ₄ %	SAR	Na/K	Ca/Mg
10 m	0,3		1,7	0,6	0,4	0,4	3,1	0,1	0,2	0	2,6	2,9	3,4	7	0,4	1	2,8
100 m	0,5	7,7	2,5	1	1,7	0,3	5,5	0,1	0,3	0	4,9	5,3	2	6	1,3	5,7	2,5
200 m	0,6	7,6	2,8	1	2,1	0,4	6,3	0,1	0,7	0	5,2	6	2	12	1,5	5,3	2,8
400 m	0,75	7,6	2,9	1,4	2,9	0,7	7,9	0,2	0,6	0	6,9	7,7	2,6	8	2	4,1	2,1
600 m	0,95	7,7	2,9	1,4	4,5	0,5	9,3	0,2	1,4	0	8,2	9,8	2	14	3,1	9	2,1
Bordure Est																	
200 m	2,5	7,5	4,9	3,1	17	1	26	1,3	9,7	0	18,2	29,2	4,5	33	8,5	17	1,6
150 m	5,2	8	8,2	5,6	38,2	1,4	53,4	1,9	30,2	0	32,7	64,8	2,9	47	14,5	27,3	1,5
100 m	19,2	7,8	9,6	39,9	188	6,3	243,8	10,6	191,4	0	74,5	276,5	3,8	69	37,8	30	0,2
50 m	12,5	7,3	27,2	24,7	98	2,1	152	9,6	115,7	0	45,8	171,1	5,6	68	19,2	47	1,1
10 m*	12,3	7,6	34,4	23,5	94,4	1,6	153,9	8,8	116	0	42	166,8	5,3	69,5	17,5	59	1,5

* Cette eau fut prélevée en juin 1967.

B. MARS 1971.

Emplacement	Conductivité E.C. mmhos	pH	Cations en mé/litre					Anions en mé/litre				Données calculées					
			Ca	Mg	Na	K	Somme cations	Cl	SO ₄	CO ₃	HCO ₃	Somme anions	Cl%	SO ₄ %	SAR	Na/K	Ca/Mg
/Bordure Ouest																	
100 m	0,51	7	2,4	0,8	1,8	0,3	5,3	0,1	2	0	3,6	5,7	2	35	1,4	6	3
200 m	0,83	7,2	4,6	1,3	2,7	0,35	8,95	0,1	5	0	3,9	9	1	55	1,6	8,1	3,5
400 m	0,79	7	4,4	1,3	2,6	0,35	10,65	0,1	4,9	0	3,9	8,9	1,3	55	1,5	7,2	3,4
/Bordure Est																	
300 m	1,95	6,6	7,8	3,6	9	0,55	20,95	0,15	15,9	0	4,5	20,55	0,7	77	3,8	16,7	2,2
200 m	17	7,1	37	29	165	2,4	233,4	9,7	175	0	39	223,7	4,3	78	28,7	69	1,3
150 m	11,5	7,1	27,5	16,4	120	1,4	165,3	5,8	128	0	26	159,8	3,6	80	25,6	86	1,7
100 m	2,3	7	2,7	1,5	18	0,4	22,6	0,8	13,2	0	8,5	22,5	3,5	59	12,4	45	1,8
10 m	0,8	7	4,4	1,8	3,2	0,4	9,8	0,2	3,8	0	5,1	9,1	2	42	1,8	8	2,4

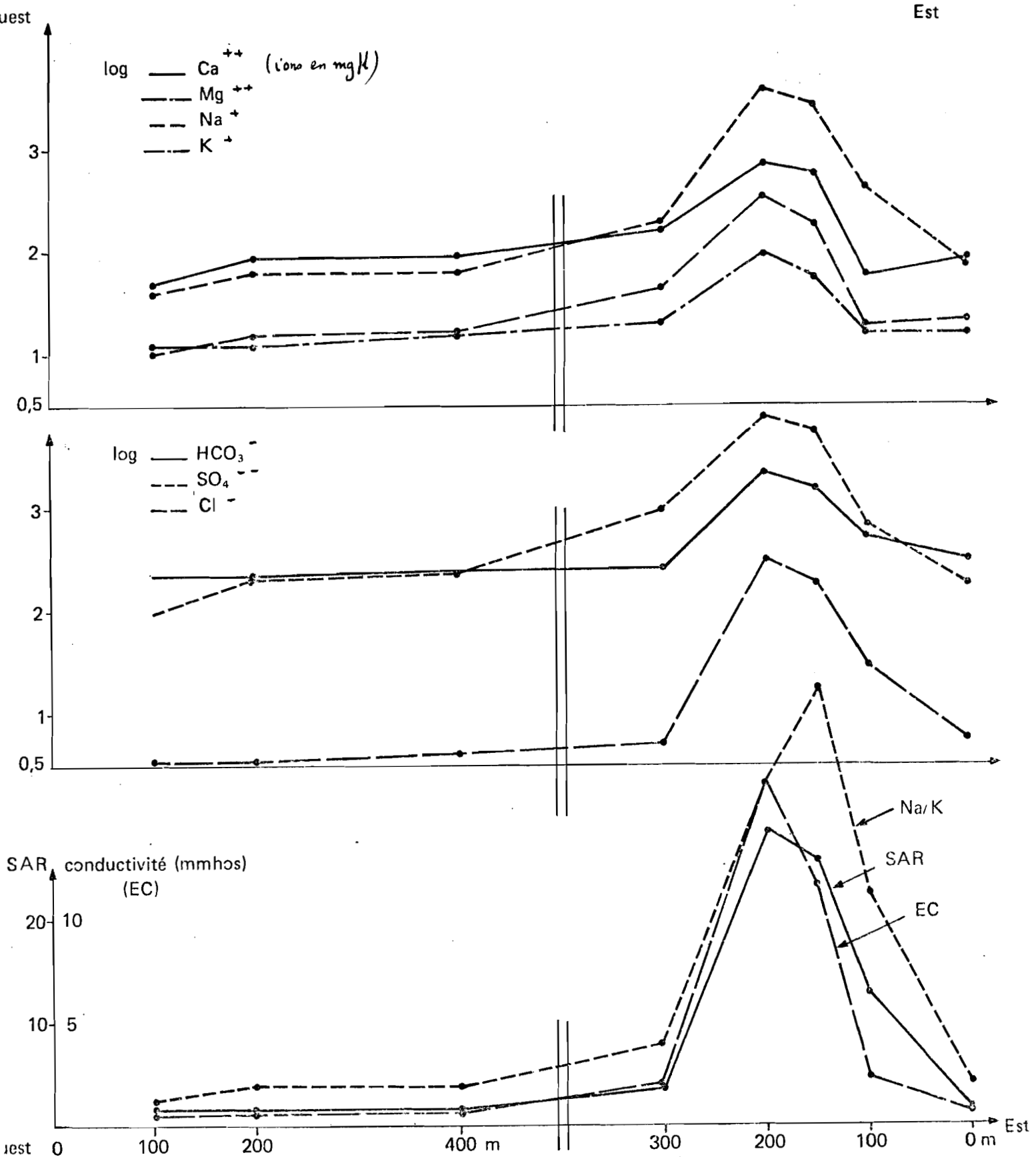


Fig. 29 - Variations des caractéristiques chimiques des eaux de la nappe le long de la séquence en mars 1971

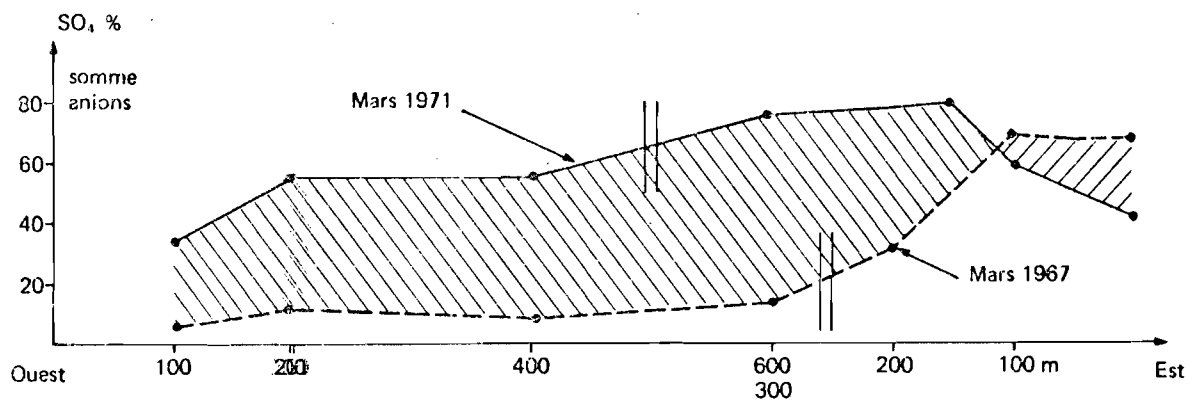


Fig. 30 - Evolution de la proportion des sulfates (en % des anions) dans les eaux de la nappe entre 1967 et 1971

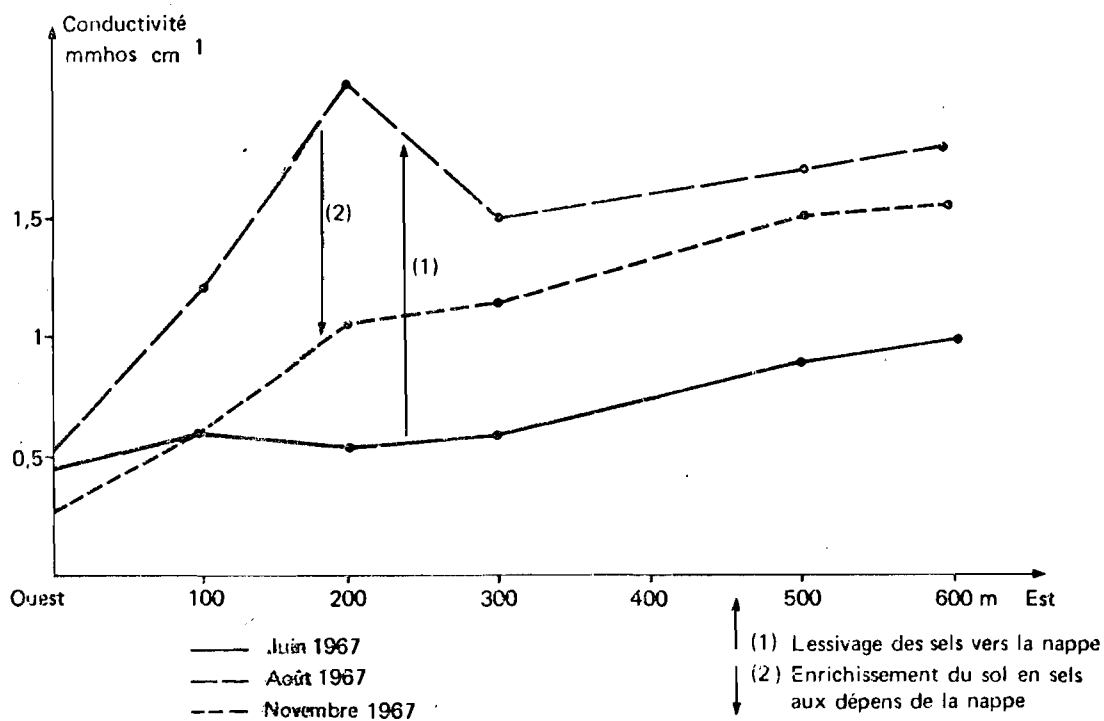
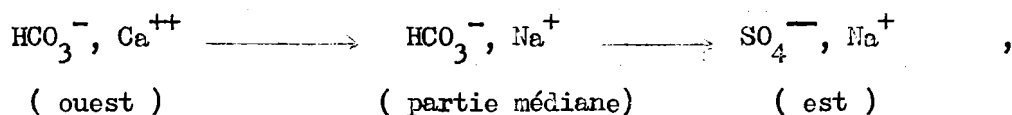


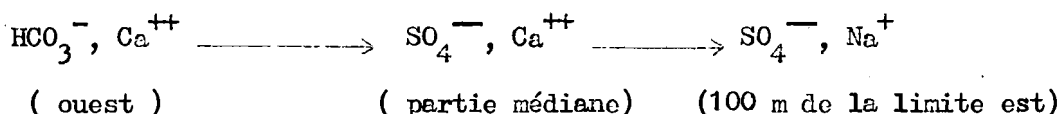
Fig. 31 - Influence de la saison des pluies sur le degré de minéralisation de la nappe phréatique

d'une nappe, que ce soit à l'échelle de chaînes de sols, ou de paysages ou de provinces géochimiques ont déjà été fréquemment décrites (KOVDA, 1954 ; VOLOBUYEV et al. 1963 ; OBREJANU et al. 1964 ; SELYAKOV, 1965 ; BAZILEVICH, 1965 ; VALYASHKO, 1972).

B. Mais cette loi de variation de la composition chimique des eaux en fonction de leur concentration est compliquée par le rôle de la pression de CO_2 . Or celle-ci varie dans l'espace (elle augmente vers les parties basses de la séquence), mais aussi dans le temps. L'abaissement de 1 m du niveau de la nappe entre 1967 et 1971 s'est traduit par une diminution de la pression de CO_2 . On constate que le rôle géochimique des composés du carbone a diminué, alors que celui des composés du soufre s'est accentué. Ainsi, alors qu'en 1967, les ions dominants étaient successivement :



en 1971 l'étape intermédiaire a changé, sans que les termes extrêmes soient toutefois modifiés :



- Ces tendances évolutives rappellent celles observées dans la séquence de DJIBOULBOUL (chapitre III), qu'il s'agisse des variations dans l'espace (de l'amont vers l'aval) ou dans le temps. Tout se passe comme si l'évolution des caractères de cette nappe, rapide en amont de la séquence de DJIBOULBOUL (1969-1971) avait été freinée, presque bloquée dans le cas de la séquence de BOL GUINI entre 1951 et 1965 (niveau alors élevé du lac Tchad) et avait repris depuis.

- Ces tendances évolutives sont quelque peu paradoxales : la nappe "s'aère" alors qu'elle s'enfonce dans le sol et s'éloigne de l'atmosphère proprement dite. L'étude de plusieurs profils de sols de cette séquence permet d'éclairer ce point.

II. L'ETUDE D'UN PROFIL DE LA PARTIE OUEST ET AMONT DE LA TOPOSEQUENCE (PROFIL N° 3).

La mise en évidence des relations entre l'organisation du sol et la dynamique verticale des sels.

Le sol étudié est à 100 m de la bordure ouest de la séquence. L'emplacement a été cultivé de 1958 à 1964, avec une irrigation par le système du " chaddouf ". Ce système consiste à prélever l'eau de la nappe sous-jacente par des puits équipés d'un dispositif à balancier sommaire. Depuis 1965 la baisse du niveau de la nappe a incité les agriculteurs à se déplacer vers des parties plus basses du polder. L'étude présentée ici a porté sur la période 1965-1971. C'est donc une dynamique actuelle de l'eau et des sels sans intervention de l'homme qui sera décrite et mise en relation avec l'organisation pédologique du profil. On envisagera successivement :

- l'étude du profil en saison des pluies (Août 1970).
- l'étude de certains caractères du profil lors de la saison sèche qui a suivi (Mars 1971).
- l'étude expérimentale du gonflement de certains échantillons du profil.
- l'interprétation du régime vertical des eaux et des sels dans ce type de sol, différencié pendant 15 ans par la voie "saline neutre".

1. L'étude du profil n° 3 en saison des pluies (Août 1970).

A. Les données morphologiques (Fig. n° 32).

Le 9 Septembre 1970, jour de l'observation, la pluviométrie cumulée,* enregistrée dans la station météorologique implantée à 300 m du profil, est de 273 mm. Le détail des pluies précédentes (intensité et répartition) est indiqué (figure n° 37). La surface du sol est meuble, légèrement humide, sans traces d'efflorescences salines. Une végétation de Lactuca taraxacifolia couvre moins de 50 % de la surface du sol. Le reste est nu. La nappe phréatique est à 176 cm de profondeur ; le potentiel d'oxydo-réduction de ses eaux est nettement positif.

- 0 à 10 cm. Horizon correspondant à la maturation et au tassement des vases grises. Légèrement humide ; gris-sombre (10 YR 4/1 en sec et 10 YR 2/1 en humide) ; structure polyédrique ou subanguleuse nette, généralisée, très fine ; les agrégats n'ont pas de cohésion entre eux et laissent des vides importants par leur juxtaposition, alors qu'eux-mêmes sont peu poreux ; vive effervescence, généralisée, avec HCl ; assez nombreux débris fins de racines ; transition nette ;

* depuis le début de la saison des pluies.

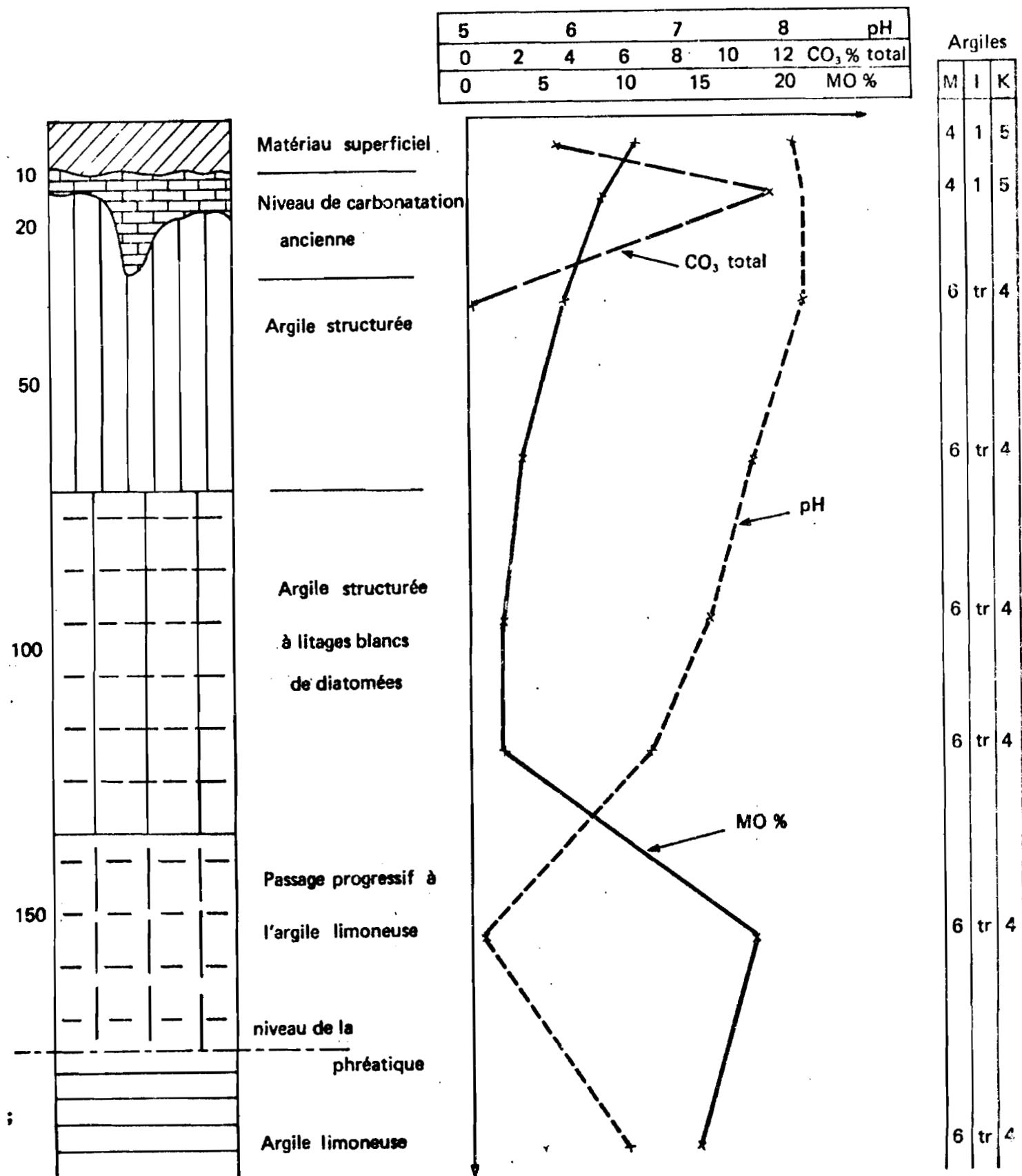


Fig. 32 - Morphologie et quelques caractères analytiques du profil n° 3

- 10 à 29 cm. Horizon correspondant au sommet du niveau des argiles structurées, imprégnées par du carbonate de calcium (11 %).
Humide ; brun-gris (2,5 Y 5/2 en sec et 2,5 Y 2/2 en humide) ; structure polyédrique nette, généralisée, fine ; les polyèdres sont cohérents, mais laissent encore entre eux un volume de vides important ; très vive effervescence généralisée avec HCl ; transition nette et très irrégulière.
- 29 à 70 cm. Horizon correspondant au niveau des argiles structurées non carbonatées.
Humide ; gris-sombre ; rares petites taches salines, blanches, associées aux vides ; nombreuses taches brun-rouge sombre (2,5 YR 3/4), étendues, contrastées, associées aux faces verticales des unités structurales ; structure prismatique nette, très grossière, à fentes de retrait larges de 0,2 à 1 cm, distantes de 10 à 30 cm ; sous-structure en plaquettes et en polyèdres, nette, très grossière ; très faible effervescence avec HCl ; l'enracinement actuel n'est pas taché et reste localisé aux fentes de retrait
- 70 à 135 cm. Horizon correspondant au niveau des argiles structurées à litages blancs de diatomées.
Humide ; gris gleyeux (5 Y 5/1 en humide) ; quelques litages blancs, horizontaux, de 0,5 mm d'épaisseur, correspondant à un enrichissement en diatomées ; taches jaune-pâle ou violacées, en poudrage sur les faces verticales des prismes ; cette structure prismatique reste nette, très grossière, à fentes de retrait ; aucune effervescence avec HCl ; enracinement localisé aux fentes.
- 135 à 176 cm. Horizon correspondant à un niveau sédimentaire intermédiaire entre l'argile structurée et l'argile "limoneuse".
Très humide ; gris-verdâtre gleyeux : (5 GY 5/1 en humide) ; taches noirâtres (5 GY 4/1 : gris verdâtre sombre), peu contrastées, dans la masse des éléments structuraux ; taches brun rouge, vives, humides, sur les faces des prismes ; toucher un peu onctueux ; structure prismatique encore nette, à très fines fentes de retrait ; sur une cassure de ces éléments, l'allure en fibres rayonnantes du matériau est notée ; aucune effervescence avec HCl.
- 176 à 275 cm. Niveau sédimentaire de l'argile "limoneuse", noyé par la nappe phréatique ; le faciès devient nettement moins organique et plus argileux à partir de 240 cm ; dans la masse quelques taches noires à limites peu nettes ; structure massive ; aucune effervescence avec HCl.
- 275 cm. Passage à un niveau sédimentaire sableux.

Interprétation de cette description :

- La succession des matériaux sédimentaires est la même que celle décrite dans le polder de DJIBOULBOUL (Profils 1 et 2). Le niveau de vases brunes n'est pas représenté par suite de la position amont du profil.

- Malgré sa réhumectation, ce sol a gardé sa rigidité, son aération profonde. C'est ainsi qu'à 70 cm de profondeur les horizons sont gleyeux dans leur masse, mais ^{que} les parois des éléments structuraux restent couvertes de taches d'oxydes hydratés de fer et de manganèse. Ces observations sur un profil âgé de 19 ans rejoignent donc celles déjà présentées sur le profil n° 2 âgé de 18 mois.

B. Les données analytiques. (Tableau XXIV)

La comparaison du profil hydrique relevé le 9 Septembre et des courbes d'humidité à des pF de 2,5 - 3,0 - 4,2, est ici possible, car sur 135 cm d'épaisseur les matériaux ont été déjà l'objet d'un dessèchement et leur capacité de rétention pour l'eau est stabilisée.

Moins de 48 heures après la dernière pluie, l'humidité de la couche 0 à 5 cm est déjà inférieure à celle correspondant au point de flétrissement. Ceci indique la tendance du sol au "self-mulching". Le reste du profil est humide et peut être considéré comme ressuyé (Fig. 34).

Du point de vue de la répartition des sels solubles, ce profil comprend deux parties bien distinctes :

- de 0 à 135 cm, le sol est faiblement salé, avec une légère accumulation saline entre 10 et 20 cm. Les sels dominants sont des sulfates de calcium et de sodium. Le degré d'alcalisation est très faible : moins de 3 % de sodium sont fixés sur le complexe adsorbant. L'anion bicarbonate décelé dans les extraits aqueux correspond à la dissolution du carbonate de calcium du sol. De 0 à 50 cm, ces extraits sont saturés en $CaCO_3$ (1,3 à 2,2 me/litre d'extrait). De 50 à 130 cm, ils ne sont plus saturés, par suite de l'absence de réserves en calcite à ce niveau du profil.

- de 135 à 176 cm, juste au-dessus de la nappe, le sol est nettement plus salé, par suite d'un enrichissement en SO_4^{--} , Ca^{++} et dans une moindre mesure Mg^{++} . Le pH devient franchement acide : 5,1. Cette accumulation ne semble pas résulter d'un lessivage de sels précédemment accumulés dans la partie supérieure du profil, car :

- a) l'accumulation ne porte pas sur les ions les plus mobiles, Na^+ et Cl^- , qui restent proportionnellement mieux représentés dans la partie supérieure du profil.
- b) la conductivité des eaux de la nappe n'a pas augmenté durant la saison des pluies.

Cette salure profonde provient plutôt d'une réoxydation des sulfures à un niveau du profil riche en matière organique et récemment oxydé par suite de la baisse du plan d'eau, en l'absence de réserves de $CaCO_3$, d'où une nette tendance à l'acidification.

Cette réoxydation n'est pas un artéfact lié au séchage des échantillons à l'air puisque l'extrait à la presse de l'échantillon prélevé entre 150 et 160 cm a lui-même un pH déjà faible, 5,7, et une teneur élevée en sulfates.

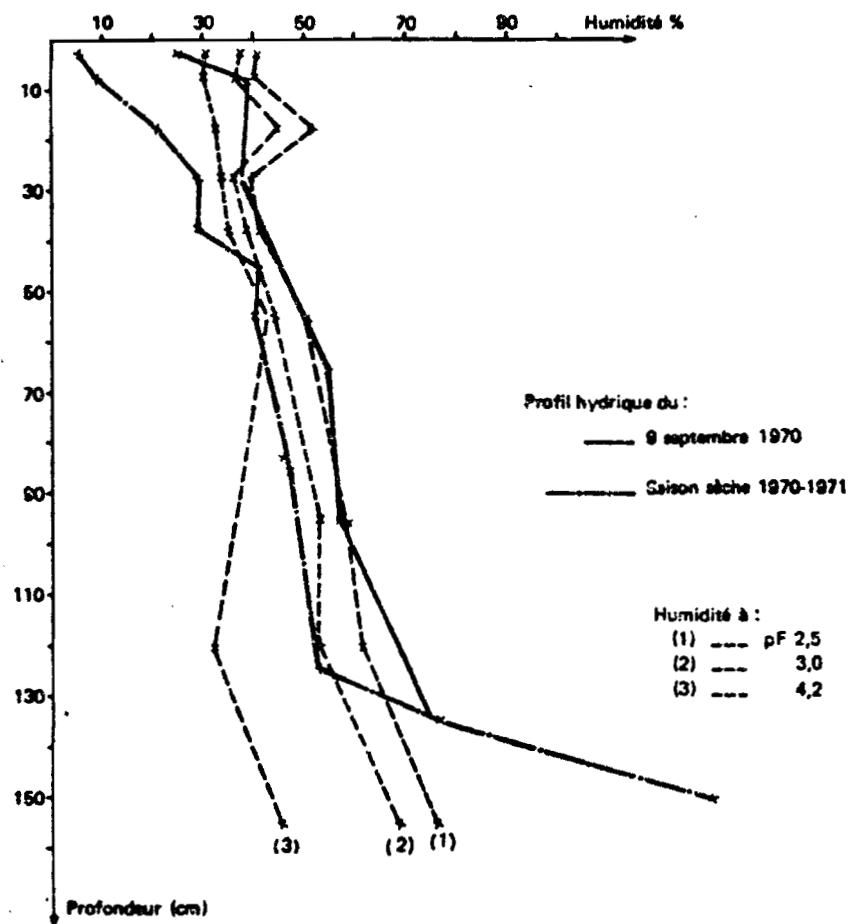


Fig. 33 - Profil n° 3 : données de pF et profils hydriques en septembre 1970 et mars 1971

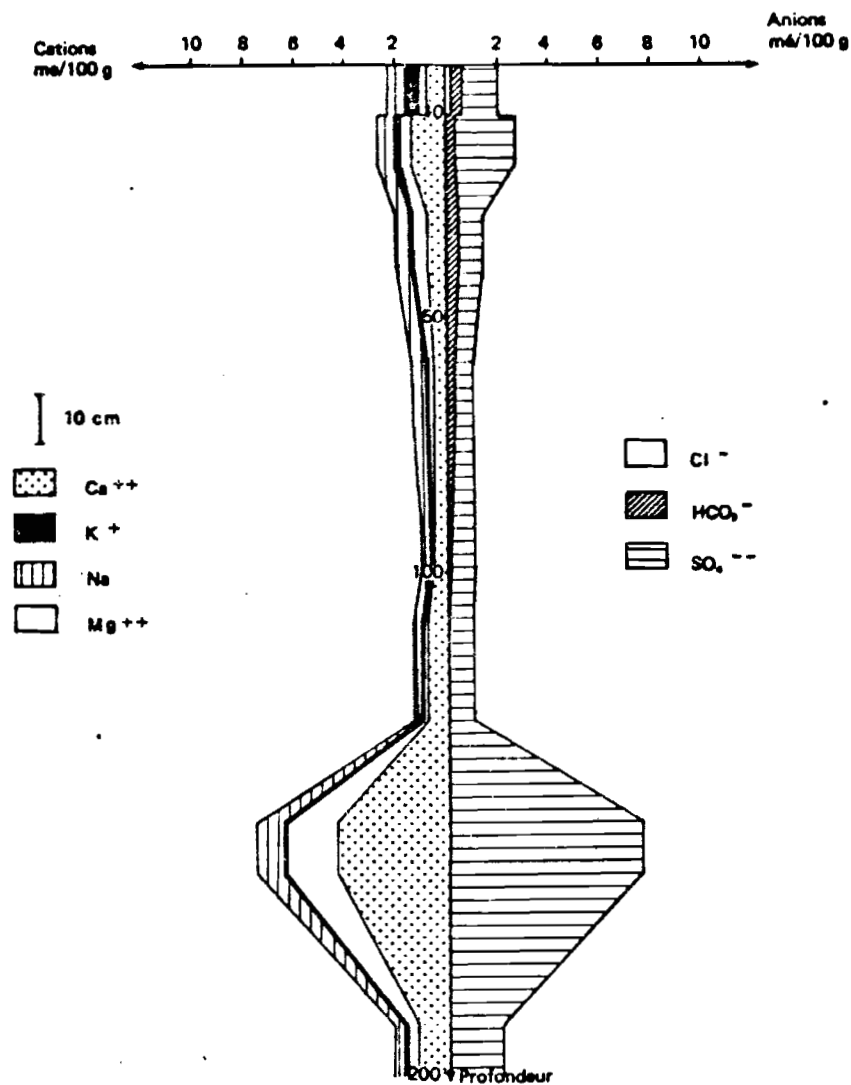


Fig. 34 - Répartition et nature des sels solubles dans le profil n° 3

TABLEAU XXIV. CARACTERISTIQUES CHIMIQUES DU PROFIL N° 3 EN AOUT 1970.

(Composition ionique d'extraits au 1/2)

Profondeur (cm)	Matière Orga. %	Carbonates Totaux %	pH	EC ₂ mmhos	Cations en mé/100 g					Anions en mé/100 g				T mé/100 g	Bases échangeables en % T			
					Ca	Mg	Na	K	Somme	Cl	SO ₄	HCO ₃	Somme		Na/T	K/T	Ca/T	Mg/T
0-10	10,7	3,5	8,1	1,1	0,75	0,23	0,72	0,56	2,26	0,24	1,49	0,35	2,08	43	1,4	14	71,5	13
10-20	8,6	11,6	8,2	1,4	1,3	0,43	0,6	0,32	2,65	0,08	2,28	0,3	2,66	39	1	4,5	80	14,5
30-40	6,1	tr.	8,2	0,7	0,7	0,48	0,64	0,06	1,88	0,04	0,96	0,45	1,45	35	3	2	75	20
60-70	3,5	tr.	7,7	0,6	0,5	0,2	0,52	0,06	1,28	0,04	0,76	0,25	1,05	30	2,7	3	72	22
90-100	2	tr.	7,3	0,55	0,45	0,15	0,36	0,06	1,02	0,05	0,9	0,1	1,05	31	2	2,5	53	18
110-130	2,4	tr.	6,7	0,5	0,75	0,15	0,32	0,06	1,28	0,02	0,98	0	1	31	1,3	2	49	17
150-160	18,3	tr.	5,1	3,65	4,35	1,98	1,04	0,1	7,47	0,04	7,54	0	7,58	31	5,1	1,5	44	11
190-200	16,4	tr.	6,5	1,05	1,25	0,38	0,32	0,13	2,08	0,05	1,76	0,1	1,91	29	1,4	3,5	51	16
Extrait Presse			5,7	3	27	9	5,1	0,9	42	0,9	45	0,4	46					
Nappe (176 cm)			6,4	0,6	3	1,1	1,8	0,2	6,1	0,05	4	2,4	6,45					

C. Conclusion à l'étude du profil en saison des pluies.

Le profil n° 3 est en Septembre 1970 réhumecté sur presque toute son épaisseur. Cette réhumectation, liée aux pluies, n'a pas entraîné un gonflement des argiles tel que le sol se prenne en masse. Au contraire, la structuration reste nette. Ce sol est faiblement salé, à complexe adsorbant calcique. On note en profondeur une acidification relative, liée à un phénomène de réoxydation des sulfures sédimentaires en l'absence de réserves suffisantes en carbonate de calcium. Cette acidification correspond également à une certaine désaturation du complexe adsorbant à ce niveau du profil.

2. L'étude complémentaire de certains caractères du profil n° 3 en saison sèche (Mars 1971).

En Mars 1971, la surface du sol est sèche, sans efflorescences salines et dénudée pour 50 %. La nappe phréatique est à 2 m de profondeur, et l'eau contient un peu d'oxygène dissous (0,3 mg/l). Son potentiel d'oxydo-réduction est fortement positif ($E_h = + 410$ mvolts).

A. Les données microscopiques.

Des lames minces d'échantillons prélevés à 3 profondeurs : 25 , 45 et 155 cm ont été observées au microscope optique. Leur examen révèle que :

- l'assemblage plasmique est dans les 3 cas fortement unistrié, ce caractère s'accroissant avec la profondeur.

- les parois des éléments structuraux sont fréquemment enrichies en sables. Les ferranes et manganés sont abondants. Ce sont des cutanes de fissures ou de vides, ou bien de peds dans le cas de l'échantillon prélevé à 25 cm. Ces ferranes et manganés, qui peuvent être considérés dans certains cas comme des traits subcutaniques (néo et quasi cutanes) sont des concentrations plasmiques formées par diffusion en bordure ou à proximité des vides (Planche I, photographie n° 6).

- certains d'entre eux sont maintenant inclus dans la masse de l'élément structural. De nouvelles fissures se sont ouvertes à proximité, et ne sont pas encore gainées de composés métalliques. De tels cutanes sont toutefois rares, et ils ne sont pas déformés.

- les séparations plasmiques le long des fissures sont discrètes ou absentes. Macroscopiquement, il n'a d'ailleurs pas été observé dans ce profil de faces de glissement obliques, striées, et se recoupant.

L'interprétation de ces données est la suivante :

- a) les lames minces confirment le phénomène de descentes d'éléments du sol par le réseau de fentes (enrichissement des parois en sables).
- b) certaines fentes de retrait changent de position d'une année sur l'autre puisque certains ferranes ou manganés sont maintenant noyés dans le plasma. Ceci suppose un gonflement en saison des pluies et la destruction des structures précédentes. Mais :

- ces ferranes inclus sont rares et ils ne sont pas déformés, contrairement à ceux observés par JONGERIUS (1970) dans des sols d'argiles marines d'Europe soumis à l'alternance de phases de gonflement et de retrait.

- les faces striées, les séparations plasmiques, sont discrètes ou absentes.

- l'étude du sol "in situ" a montré que la plupart des fentes de retrait ne disparaissaient pas totalement en saison des pluies.

Les matériaux du profil n° 3, et en particulier l'argile structurée observée entre 10 et 176 cm de profondeur, gonflent donc en cas de réhumectation. Mais les conséquences ne vont pas jusqu'à une prise en masse du sol complète. Le gonflement est moindre que ne le laisserait prévoir la teneur granulométrique en argile et la nature de cette argile (60 % de montmorillonite). En résumé, le profil présente des caractères qui ne sont que faiblement vertiqués.

B. L'aération du profil n° 3 en saison sèche.

Le degré d'aération du sol a été apprécié quantitativement, grâce à des mesures de densité apparente sur le terrain, sur des volumes de sol englobant les fentes de retrait.

TABLEAU XXV. VARIATIONS VERTICALES DE LA DENSITÉ RÉELLE, DE LA DENSITÉ APPARENTE ET DE LA POROSITÉ DANS LE PROFIL N° 3 EN SAISON SÈCHE. (Mars 1971)

Profondeur	Densité réelle (D)	Densité apparente (d)	Porosité %
0 à 7 cm	2,4	1,1	54
9 à 17 cm	2,4	1,14	52,5
28 à 35 cm	2,44	1,12	54
43 à 51 cm	2,49	1,29	48,5
103 à 112 cm	2,55	1,12	56

$$\text{Porosité \%} = \frac{100 (D-d)}{D}$$

La porosité est donc de l'ordre de 55 % dans toute la partie supérieure du profil. Ces mesures de porosité rapprochées des données du profil hydrique à la même date, permettent de calculer les volumes respectivement occupés par la phase solide, liquide (eau), gazeuse (air). 30 % du volume du sol est occupé en moyenne par l'air sur les 40 cm superficiels (Fig. n° 34 bis). Cette aération profonde du sol provoque des phénomènes de réoxydation des composés métalliques et des sulfures de fer en profondeur.

C. Les taches d'oxydes hydratés métalliques.

En saison sèche, on note du haut vers la base du profil une succession de taches dont la couleur devient moins jaune et plus rouge. Elles sont localisées en particulier sur les parois verticales des prismes, leur épaisseur pouvant atteindre 1 mm vers 150 cm de profondeur. Ces taches sont significativement plus riches en fer, en manganèse que le noyau des éléments structuraux correspondants. Ainsi, à 160 cm de profondeur, la paroi du prisme contient 0,085 % de MnO_2 et le noyau 0,022 % seulement (analyse par attaque triacide). Ces produits de réoxydation ne sont pas suffisamment cristallisés pour être identifiables aux rayons X. Ces taches sont interprétées comme résultant d'une diffusion centrifuge des éléments métalliques à partir de la masse des prismes où ils sont encore à l'état réduit.

D. La réoxydation des sulfures de fer en profondeur et l'apparition de jarosite (K_2O , $3Fe_2O_3$, $4SO_3$, $6H_2O$).

Le profil de répartition des sels en Mars 1971 est très proche de celui décrit en Septembre 1970 avec seulement une légère accumulation saline superficielle. On note en revanche en profondeur l'apparition de très petits cristaux de jarosite. Ce sel apparaît sous forme d'amas jaune-citron associés à du gypse et à des oxydes métalliques hydratés, sur la paroi d'un prisme (Planche III ; photographies n° 3 et 4). L'analyse chimique de ce sel révèle une teneur en potassium double de celle en sodium. Il s'agirait donc d'une jarosite "sensu stricto", c'est-à-dire d'un sulfate double de fer et de potassium (sulfate "basique") plutôt que d'une natro-jarosite (BROWN, 1971 ; VAN BREEMEN, 1972 ; VIEILLEFON, 1974, à paraître). L'interprétation des diagrammes aux rayons X est gênée par la présence du gypse (WEBER, F., communication orale).

La genèse très localisée de cette jarosite, qui s'accompagne d'une acidification, est attribuée à un phénomène de réoxydation des sulfures sédimentaires en l'absence de réserves suffisantes du sol en carbonate de calcium.

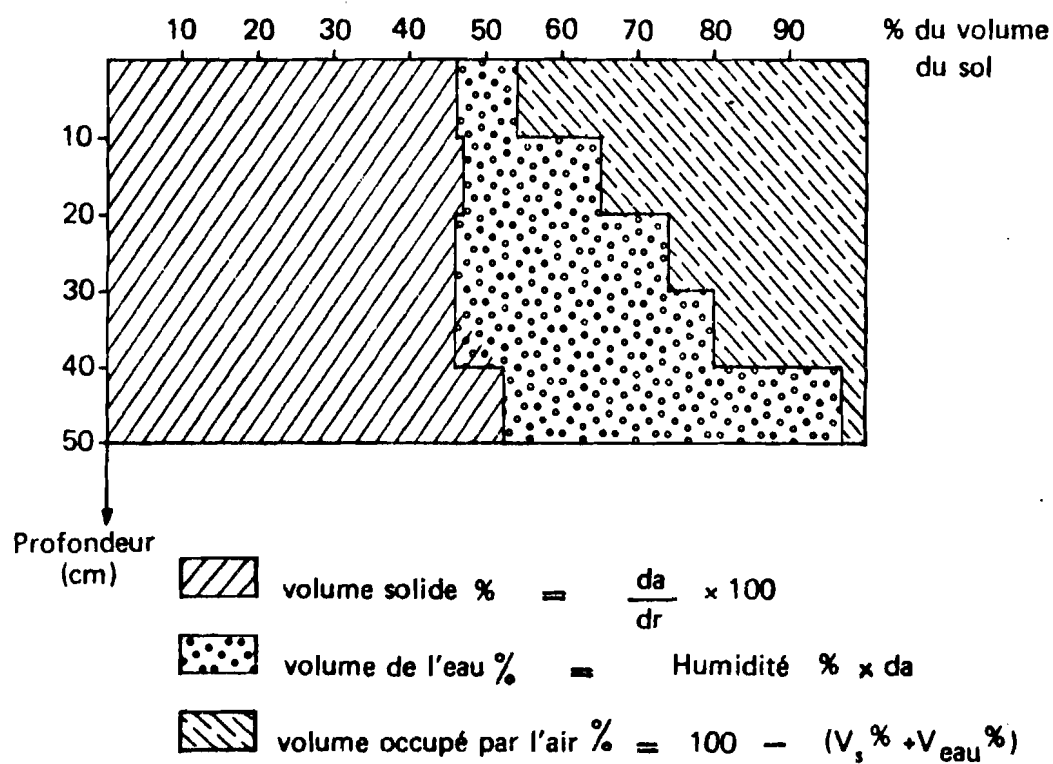


Fig. 34 bis - Volumes respectifs des phases solide, liquide et gazeuse dans la partie supérieure du profil n° 3 en mars 1971

En résumé, entre Septembre 1970 (saison des pluies) et Mars 1971, ce sol s'est profondément aéré, ce qui a provoqué des phénomènes de réoxydation et la pénétration d'un peu d'oxygène jusqu'au niveau de la nappe. La surface du sol ne s'est que très légèrement enrichie en sels pendant la saison sèche. L'étude microscopique des parois d'éléments structuraux met en évidence le caractère qui n'est que faiblement verticale de ce sol.

3. L'étude en laboratoire du gonflement de certains échantillons d'argile structurée.

On a cherché à préciser et à quantifier par des mesures en laboratoire le phénomène de réduction du gonflement mis en évidence par l'étude de terrain.

Le gonflement de plaquettes, éléments de fragmentation des prismes, a été mesuré en laboratoire par la détermination à différentes humidités de leur volume spécifique apparent (MAERTENS, 1965 ; Mc INTYRE , LOVEDAY, 1968 ; VIZIER, 1971).

Rappelons que ce volume spécifique apparent, à l'humidité h , est le rapport du volume d'un échantillon de terre humide au poids de cet échantillon séché à l'étuve, et que le gonflement s'exprime par la différence du volume spécifique apparent d'une plaquette à cette humidité h et de celui d'une plaquette sèche du même échantillon.

$$g(h) = V(h) - V(\text{sèche}). \quad g(h) \text{ est exprimé en cm}^3/\text{g}.$$

Dans une première expérience, des éléments d'argile structurée ont été prélevés dans un sol exondé depuis 2 mois, c'est-à-dire dans un matériau n'ayant jamais subi de dessèchements depuis la création du polder. Les échantillons sont soumis à un ressuyage (1), puis à une dessiccation par exposition prolongée au soleil (température : 50 à 60°) (2) ; ils sont ensuite réhumectés par immersion prolongée et enfin soumis à un ressuyage (3). En (1) et en (3), il s'agit d'un ressuyage très rapide et qui n'est donc qu'une estimation approchée de la capacité de rétention pour l'eau du matériau.

TABLEAU XXVI. DONNEES DE LA PREMIERE EXPERIENCE SUR LE GONFLEMENT DE
MATERIAUX SEDIMENTAIRES.

Profondeur du prélèvement	(1)		(2)		(3)		Dégonfle-	Gonfle-
	H %	V sa	H %	V sa	H %	V sa	ment (1)-(2) cm ³ /g	ment (3)-(2) cm ³ /g
30 cm	158	2	(5) *	0,66	100	1,3	1,34	0,64
80 cm	169	2,1	(5)	0,67	100	1,45	1,43	0,78

* Humidité estimée, car les conditions de l'expérience interdisent une mesure d'humidité classique (étuve, à 100°) sur les échantillons (2).

On constate que le gonflement par réhumectation après la dessiccation (3 - 2) est bien inférieur au dégonflement mesuré lors de cette dessiccation. C'est là un indice d'une diminution de la capacité de rétention du matériau, diminution partiellement irréversible. On note toutefois que le gonflement reste important, même après le dessèchement (0,64 et 0,78 cm³/g).

Dans une deuxième expérience (Tableau XXVII) les échantillons d'argile structurée ont été prélevés dans le profil n° 3 et ceci à trois profondeurs : 40 cm, 100 cm (argile structurée pauvre en matière organique, à litages de diatomées) ; 150 cm (passage entre l'argile structurée et l'argile limoneuse, matériau plus riche en matière organique). Il apparaît que :

- Ces matériaux gonflent encore fortement en présence d'eau. Ce gonflement est beaucoup plus marqué en profondeur (0,84 cm³/g) que de 30 à 100 cm (0,40 cm³/g).
- Mais, à profondeur comparable, le gonflement est beaucoup plus faible dans le cas du sol de 20 ans (profil n° 3) que dans les matériaux prélevés 2 mois après l'exondation. Il s'avère par ailleurs que dans le cas du sol de 20 ans, le passage préalable des éléments à l'étuve ne modifie pas significativement le gonflement ultérieur.

En résumé, ces deux expériences confirment et chiffrent ** la perte

* *

Il s'agit toutefois de données chiffrées sur des mottes (plaquettes) isolées. On ne peut donc transposer ces données au sol "in situ" (estimation de la diminution probable de la porosité totale au cours de la saison des pluies), car "in situ" ces mottes sont soumises à des contraintes, en particulier dans le plan vertical.

TABLEAU XXVII. EXPERIENCE SUR LE GONFLEMENT D'ECHANTILLONS DU PROFIL N° 3.

Matériau et profondeur de prélèvement	Densité réelle *	Motte séchée à l'étuve			Motte réhumectée (1)			Motte réhumectée (2)		
		d.a.	Porosité %	V.sa	Humidité %	V.sa	Gonflt.	Humidité %	V.sa	Gonflt.
Argile fissurée										
40 cm 1	2,44	1,59	35	0,62	48	1,09	0,47	48	1	0,38
2	2,42	1,58	34,7	0,63	44	0,95	0,32	49	1,15	0,52
moyenne	2,43	1,58	34,8	0,63	46	1,02	0,40	48,5	1,07	0,45
Argile fissurée										
100 cm 1	2,49	1,58	36,5	0,63	52	1,05	0,42	54	1,1	0,47
2	2,49	1,56	37,5	0,64	53	1,06	0,42	44	0,98	0,34
3	2,48	1,62	34,5	0,62	52	1,03	0,41	45	0,97	0,35
moyenne	2,49	1,59	36,2	0,63	52	1,05	0,42	47,7	1,02	0,39
Argile fissurée										
150 cm 1	2,56	1,44	43,7	0,69	78	1,44	0,75			
2	2,55	1,42	44,3	0,7	86	1,48	0,78			
3	2,59	1,39	46,3	0,72	102	1,70	0,98			
moyenne	2,57	1,42	44,8	0,7	89	1,54	0,84			

* mesurée avec un pycnomètre.

(1) La motte traitée n'a pas été soumise à un passage à l'étuve avant la réhumectation.

(2) La motte a été séchée à l'étuve avant la réhumectation.

Vsa. Volume spécifique apparent ; d.a. densité apparente ; le gonflement est exprimé en cm³/g.

de pouvoir de gonflement que subissent les matériaux lacustres lors d'une pédogénèse par une voie "saline neutre". Cette perte de pouvoir de gonflement est à l'origine du caractère qui n'est que faiblement vertique du sol.

Tout se passe comme si ces sols montmorillonitiques se comportaient comme des vertisols lors de la phase de retrait liée à l'assèchement, mais pas lors de la phase consécutive de réhumectation et de gonflement. Plusieurs mécanismes sont en jeu :

- l'établissement, déjà évoqué, de liaisons entre l'argile et la matière organique. Les effets de ces liaisons, notamment une hydrophobie partielle, sont renforcées par le fait que le dessèchement s'est produit sous une température naturelle élevée (chapitre IV, tableau XVII).

- l'"emballage" des éléments structuraux, et en particulier des prismes sur leurs parois verticales, par des gaines d'oxydes métalliques hydratés. Le rôle stabilisation de telles pellicules a déjà été reconnu (KELLERMAN et al. 1966 ; FLACH et al. 1969 ; ARCA, 1966). Ce rôle pourrait également être joué par des pellicules de silice (FLACH et al. 1969), mais l'existence de ces pellicules n'a pas pu être prouvée microscopiquement dans ces sols.

- la fixation de potassium échangeable sur les argiles. Les sols contenant des teneurs anormalement élevées en potassium échangeable seraient moins susceptibles de se dégrader physiquement. (BOWER et al. 1972), parce que le pouvoir de gonflement diminuerait à la suite de la fixation de potassium. Or le profil n° 3 est riche dans sa partie supérieure en potassium échangeable. Ce troisième mécanisme reste, dans le cas présent, hypothétique.

4. L'étude des relations entre l'organisation du profil n° 3 et ses régimes hydrique et salin.

L'organisation acquise par ce profil, et en particulier sa forte structuration, détermine la dynamique actuelle de l'eau et par suite des sels dans le sol.

A. L'établissement en saison sèche d'un régime d'équilibre évaporatoire de faible débit.

a) En 1970 et 1971 on a constaté que le profil hydrique en fin de saison sèche (Avril-Mai) était pratiquement identique à celui relevé en Décembre, 4 mois auparavant. Cette constance du profil hydrique au cours de la saison sèche traduit un régime d'équilibre évaporatoire faible et pratiquement stable. Ce régime est dû au mulch de surface du sol.

b) L'intensité de cette évaporation régulière est très faible, en sol nu, par rapport à l'évapotranspiration potentielle, si l'on s'en réfère aux travaux de GARDNER (1958, 1970), de HADAS et al. (1968, 1972). L'intensité de l'évaporation varie en particulier dans le sens inverse de l'épaisseur du mulch. Par ailleurs, par suite du refroidissement marqué des températures la nuit, il a été constaté dans ces sols des polders des inversions du gradient de température entre la surface et la faible profondeur. Cette inversion concerne aussi le sens des mouvements de vapeur. Or c'est à cet état que se font les transports d'eau. La nuit annule donc ainsi en partie les effets de la journée chaude.

c) Dans un sol aussi fortement structuré et profondément aéré, on observe des phénomènes de convection de température, donc d'évaporation, au niveau de chacun des prismes (SELIM et al. 1970 ; ADAMS et al. 1964). On note d'ailleurs que l'humidité des prismes n'est pas la même selon que l'on considère le noyau ou la bordure du prisme :

à 40 cm de profondeur	:	44 à 39 %	(noyau plus humide que la bordure).
à 90 cm	:	62 à 58 %	

d) Un tel débit évaporatoire semble dépendre davantage des caractères du sol, de sa conductivité capillaire, que de la profondeur de la nappe phréatique, du moins dès que celle-ci dépasse une certaine profondeur. On constate en effet que de 1965 à 1971, le profil hydrique de la tranche superficielle de sol (0 à 30 cm) en fin de saison sèche n'a pas changé, alors que le niveau de la nappe a baissé de plus d'1 mètre.

C'est là une marque de la facilité avec laquelle ces sols " se mulchent ", ce qui rejoint les observations faites sur les profils n° 1 et 2, et sur la couche de sol 0 à 5 cm du profil n° 3 en saison des pluies.

En résumé, les éléments structuraux de l'horizon de surface, provenant du dessèchement de vases argileuses et organiques se comportent par suite de leur taille (quelques millimètres à 1 cm), et de leur stabilité, comme des "sables" vis à vis des phénomènes de remontée capillaire.

En saison sèche, le faible débit évaporatoire se traduit par une faible remontée de sels dissous (GRAMATICATI et al. 1968...). Cet arrêt des mouvements d'eau sous forme liquide à une certaine profondeur dans le sol et ce faible débit évaporatoire seraient par ailleurs propices aux phénomènes de diffusion, se traduisant par un transfert des composés dissous des régions

à haute concentration vers celles à basse concentration (NIELSEN et al. 1961 ; PLET, 1969 ; TODD et al. 1972) ; le sens serait donc ici vertical descendant.

Les caractéristiques locales des polders suggèrent qu'un phénomène de diffusion des sels, dont la conséquence est d'atténuer le gradient de concentration, pourrait intervenir et faire que ce sol se sale superficiellement très peu lors de la saison sèche.

Ainsi, malgré la profondeur encore faible de la nappe, malgré la texture argileuse du matériau, facteurs propices théoriquement à des remontées capillaires sur de grandes hauteurs, l'accumulation de sels en surface d'un tel sol au cours de la saison sèche est très réduite.

B. Le rôle "lessivant" joué par les eaux météoriques lors de la saison des pluies.

La comparaison du profil hydrique de fin de saison sèche et du profil des humidités à pF 3,0 permet de calculer la hauteur de la lame d'eau qu'il est nécessaire d'apporter au sol pour que celui-ci retrouve une humidité de l'ordre de la capacité au champ. Ce calcul, mené par tranches de sol de 5 cm d'épaisseur (entre 0 et 45 cm de profondeur) et en prenant pour densité apparente moyenne du sol la valeur de 1,1, montre qu'il faut un peu moins de 100 mm d'eau pour assurer la réhumectation du profil.

Cette valeur de 100 mm est inférieure aux précipitations (300 mm par an en moyenne). Mais un sol réhumecté évapore une quantité proche de l'évapotranspiration potentielle, du moins si la couverture végétale est suffisante. Cette E.T.P., mesurée, représente une hauteur de 450 mm pour les 3 mois de la saison des pluies.

La quantité d'eau apportée par les pluies, 300 mm, apparaît donc théoriquement insuffisante pour assurer simultanément : la réhumectation du profil (100 mm), une E.T.R. proche de l'E.T.P. (450 mm), et enfin une éventuelle recharge des nappes. Et pourtant, certaines années, cette recharge a été observée. Ce bilan théorique ne rend pas compte de trois facteurs particuliers :

- Les deux premiers réduisent très fortement l'E.T.R. au cours même de la saison des pluies. La couverture végétale, en premier lieu, couvre moins de 50 % de la surface du sol. Or une couverture végétale suffisante est un postulat du calcul précédent. En second lieu, le sol se "mulche" très rapidement après chaque pluie : dans le cas du profil n° 3 décrit en Septembre 1970, un mulch de 5 cm s'était reconstitué moins de 48 heures après la dernière pluie.

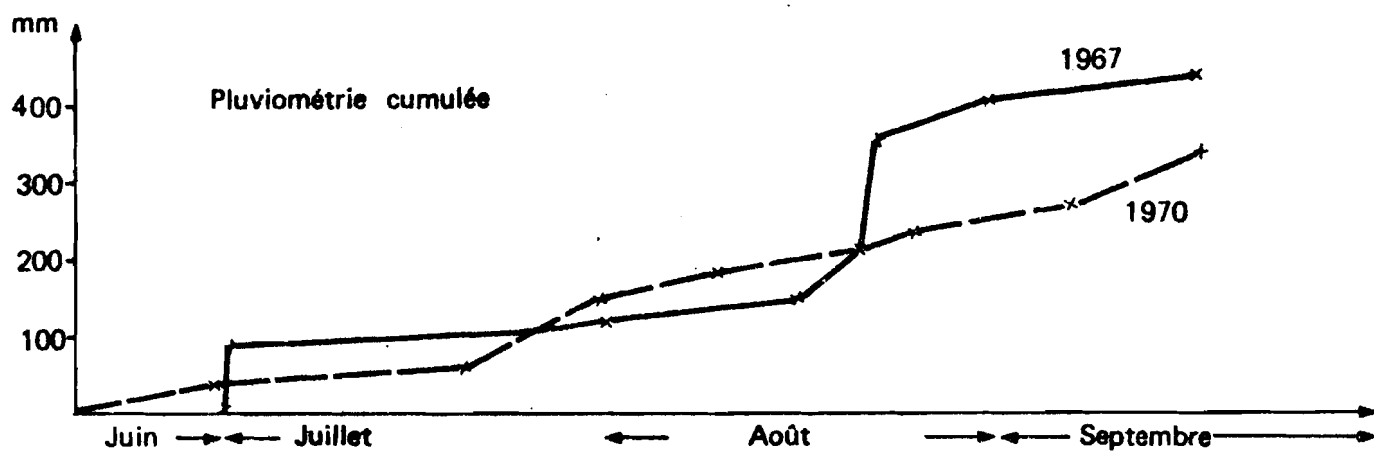
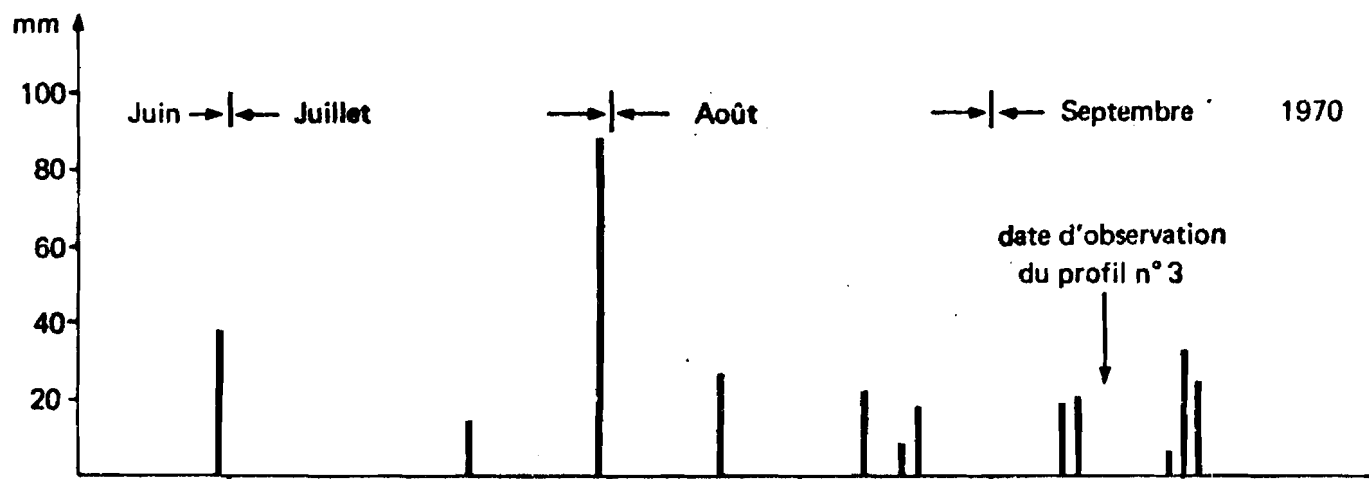
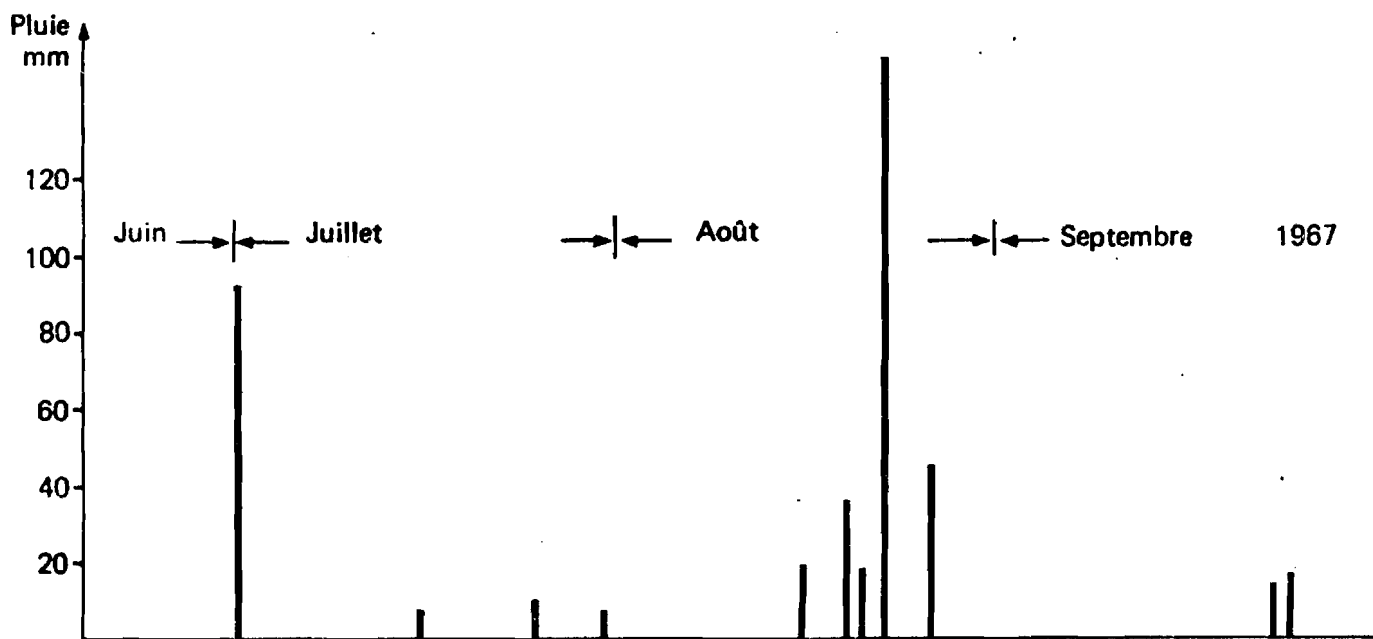


Fig. 35 - Répartition comparée des pluies en 1967 et en 1970

- Le troisième facteur traduit les modalités particulières de circulation des eaux : en cas de forte pluie, la forte organisation du sol et le caractère un peu hydrophobe des parois permet aux eaux de s'infiltrer en profondeur, le long des fentes de retrait, sans que les horizons au même niveau soient entièrement réhumectés. Une image de ce phénomène est d'ailleurs observée à l'occasion des mesures de perméabilité sur le terrain par la méthode du double anneau. Tant que le front de réhumectation est au niveau du matériau superficiel, sa limite est assez horizontale. Quand il arrive au niveau de l'argile structurée, on observe une pénétration en languettes dans les fentes, qui jouent le rôle de diaclases.

En fait, les possibilités de recharge de la nappe par les eaux météoriques, donc de lessivage des sels en profondeur, apparaissent principalement fonction de la répartition et de l'intensité des diverses pluies. La comparaison des années 1970 et 1967 est évocatrice (Fig. n° 37).

En saison des pluies 1970, on constate que la seule très forte pluie (88 mm en fin Août) tombe alors que la pluviométrie cumulée est encore faible (60 mm) et qu'il n'est pas tombé d'eau depuis 10 jours. Après cette forte pluie, le sol est réhumecté sur toute son épaisseur, le mulch superficiel excepté. Mais aucune pluie supérieure à 30 mm ne tombera plus alors jusqu'en Octobre, et ces pluies sont bien réparties. Aucun lessivage notable des sels n'est effectivement observé.

En saison des pluies 1967 par contre, la répartition des pluies est beaucoup moins homogène. On constate en particulier que la pluie exceptionnelle du 21 Août (150 mm) tombe sur un sol déjà humecté par les fortes pluies des jours précédents : 81 mm entre le 16 et le 19 Août. Le lessivage des sels est enregistré par l'augmentation du degré de minéralisation des eaux de la nappe (Fig. n° 32).

En résumé, le rôle lessivant des eaux météoriques est réel, mais il ne joue que certaines années, lorsque la pluviométrie cumulée est supérieure à la moyenne, et surtout lorsque ces pluies sont intenses et rapprochées.

5. Interprétation et conclusion de l'étude du profil n° 3.

A. Ce profil, à 100 m de la bordure du polder, est un profil relativement "en amont" de la toposéquence. L'accumulation superficielle de carbonate de sodium qui a suivi l'exondation était donc modeste.

B. Vingt ans après, ce carbonate de sodium a complètement disparu. Le relais par une accumulation superficielle de sulfate de sodium et de sulfate de calcium (type celle décrite dans le profil n° 2) est lui-même dépassé.

C. Le sol n'est plus que faiblement salé et l'horizon superficiel se comporte comme un milieu "lessivant" pour les sels solubles. Le lessivage s'accompagne d'une désalcalisation du complexe adsorbant.

D. Ce régime des sels constitue une anomalie si l'on tient compte :
- du caractère subaride et fortement évaporant du climat ; - de la profondeur encore faible de la nappe ; - de la texture argileuse des matériaux. Cette anomalie traduit le régime hydrique particulier du sol.

E. Les remontées capillaires sont réduites en saison sèche, par suite de la structure fine à moyenne, très nette et stable, de l'horizon superficiel. En saison des pluies, le gonflement des matériaux ne fait pas disparaître totalement la structure et son réseau de vides. Les eaux météoriques empruntent préférentiellement ce réseau de fentes verticales, glissant en quelque sorte sur les parois. Or c'est précisément sur ces parois que se sont accumulés les sels en saison sèche. L'efficacité "lessivante" de ces pluies est donc accentuée.

F. Ce régime hydrique est lié à des caractères acquis pédologiquement par le sol : - les liaisons entre l'argile et la matière organique du sédiment se sont renforcées ; - la stabilité des éléments structuraux a été consolidée par des gaines d'hydroxydes métalliques.

G. L'autodéveloppement de ce sol par la voie "saline neutre" se traduit donc secondairement, en cas de baisse du niveau de la nappe et en cas de gradient hydraulique latéral de cette nappe, par un appauvrissement du sol en sel dans sa partie supérieure.

H. En profondeur, la réoxydation des sulfures en l'absence de réserves carbonatées se traduit par une acidification du milieu et par la formation d'un sulfate basique, la jarosite.

III. LES PHENOMENES D'ACCUMULATION SALINE DANS LA PARTIE EST DE LA SEQUENCE.

Les modalités de la dynamique latérale des sels.

L'étude du profil n° 3 a montré comment l'organisation du sol freinait le débit des remontées capillaires en saison sèche et permettait un certain lessivage vertical des sels lors de la saison des pluies. L'étude de la nappe phréatique (§ I) avait auparavant indiqué que les sels ainsi redissous dans la nappe (Figure n° 32) pouvaient être évacués vers l'aval, de l'Ouest vers l'Est de la séquence.

On constate qu'aux variations progressives de composition chimique de la nappe le long de la séquence peuvent être associées des variations dans la nature et le mode de l'accumulation saline dans les sols. Mais les modalités de la dynamique latérale des sels restent avant tout fonction du niveau de la nappe, comme le montrera la comparaison de la séquence en Mai 1966 (nappe peu profonde) et en 1969 - 1971 (après une baisse de la nappe d'1 m environ). Les sels drainant de l'Ouest s'accumulent donc à l'Est, dans une partie de la séquence où les conditions topographiques et sédimentologiques ne sont pas homogènes : (figure n° 37). En effet :

- sur la bordure est, la succession des matériaux sédimentaires est très proche de celle décrite dans le profil n° 3.

- dans la zone la plus basse de la séquence, en revanche, entre 70 et 150 m de la limite est, la matériau superficiel est plus épais, jusqu'à 60 cm, et sa partie inférieure est enrichie en matière organique (anciennes vases brunes).

1. Les phénomènes d'accumulation saline en période de nappe phréatique peu profonde (Mai 1966).

En Mai 1966 (fin de la saison sèche), la nappe est encore à moins d'1,5 m de profondeur dans presque toute la séquence. Les modalités de l'accumulation saline dans les diverses parties de la séquence à cette date peuvent être résumées * ainsi :

* La description détaillée et les résultats analytiques des profils n° 4 et 5 en Mai 1966 figurent dans CHEVERRY, 1968 a).

A. Dans la partie ouest, sur l'emplacement du profil n° 3, la nappe contient 0,4 g de sel par litre (dominance des ions HCO_3^- et Ca^{++}), et sa profondeur est de 120 cm ; le sol correspondant est caractérisé par :

- une accumulation saline modérée, et localisée près de la surface. ($\text{EC}_s = 4$ mmhos entre 0 et 10 cm).
- une précipitation de CaCO_3 faible et diffuse.
- un taux d'alcalisation de 5 % dans l'horizon le plus salé.

B. Dans la partie centrale de la séquence, à une nappe dont les eaux ont 1 à 2 g de sel par litre (dominance des ions HCO_3^- et Na^{++}) et dont la profondeur est de 70 cm, correspond un sol caractérisé par :

- une accumulation saline plus forte, superficielle, ($\text{EC}_s = 10$ mmhos, entre 0 et 10 cm), concrétisée par des amas salins blancs de thénardite (Na_2SO_4).
- une précipitation de CaCO_3 diffuse et plus intense, avec un début d'accumulation localisée en amas.
- un taux d'alcalisation de 12 % dans l'horizon le plus salé.

C. Dans la partie la plus basse de la séquence, à une nappe dont les eaux contiennent 10 à 15 g de sel par litre (dominance des ions SO_4^{--} et Na^{++}) et sont à moins de 50 cm de profondeur, correspond un sol caractérisé par : (Profil n° 4).

- une croûte saline de surface, à thénardite dominante, mais avec présence d'un peu de carbonate de sodium.
- une forte précipitation subsuperficielle de CaCO_3 , localisée en amas ou en gaines d'anciens pores racinaires, ou enfin en plaquages sur les faces des éléments structuraux.
- une forte fixation de sodium sur le complexe adsorbant dans la partie supérieure du profil (Na/T de 30 à 50 %), qui s'effectue plus aux dépens du calcium que du magnésium échangeables.
- une réduction partielle des sulfates. Sur le profil n° 4, on observe des taches noires de sulfures associées à des débris végétaux entre 5 à 35 cm de profondeur, et diffuses dans la masse du sol de 35 à 60 cm.

Dans cette partie de la séquence, en 1966, soit 15 ans après l'exondation, le relais en surface des accumulations alcalines par des accumulations de sels neutres n'a donc pas été totalement pris.

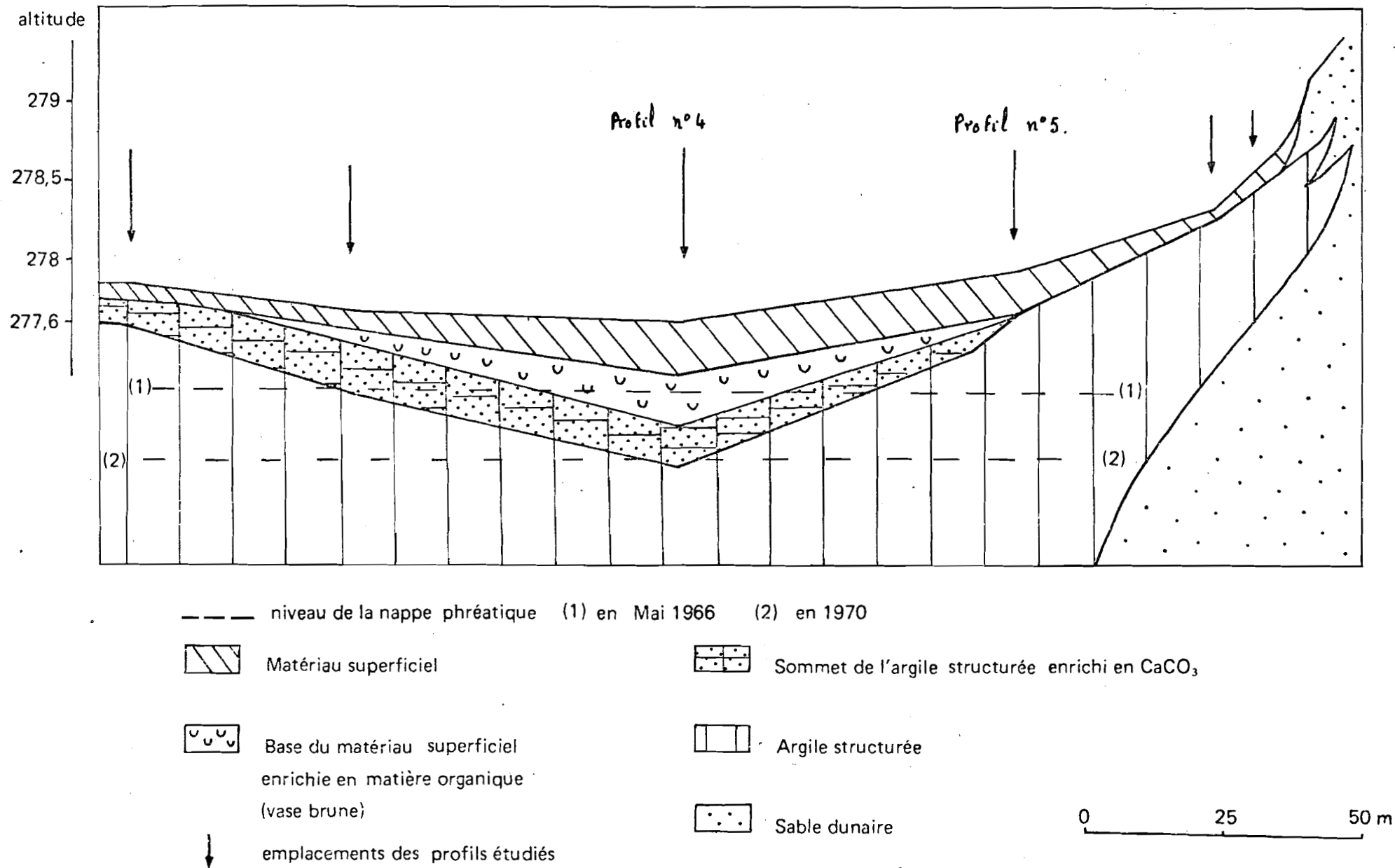
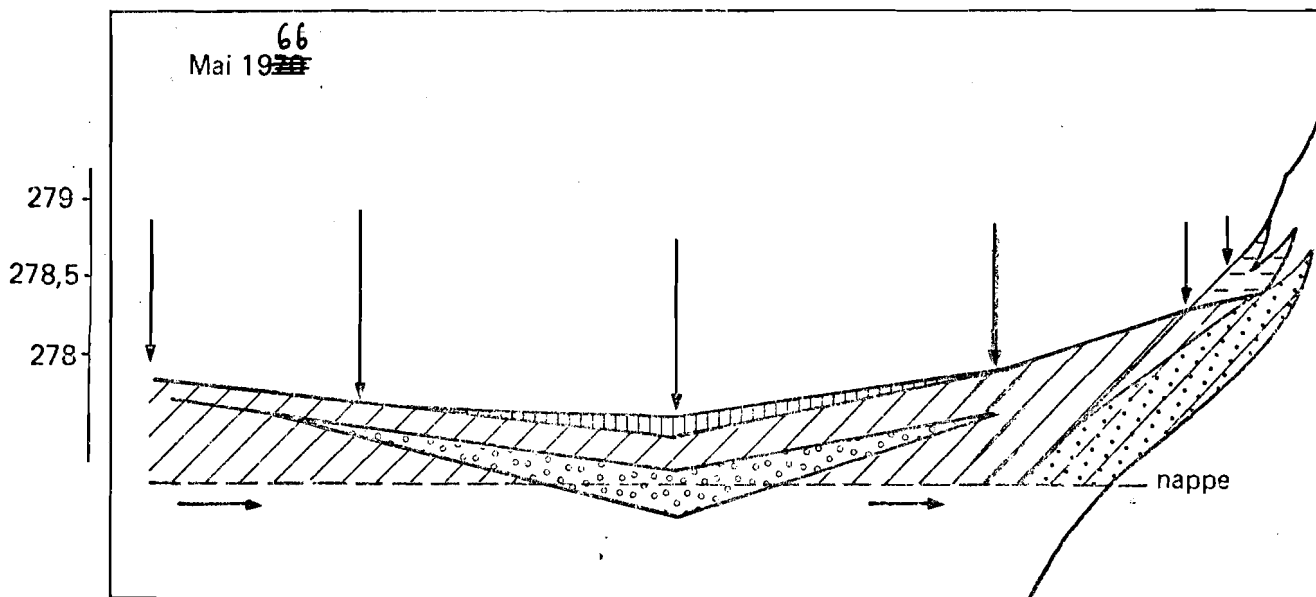
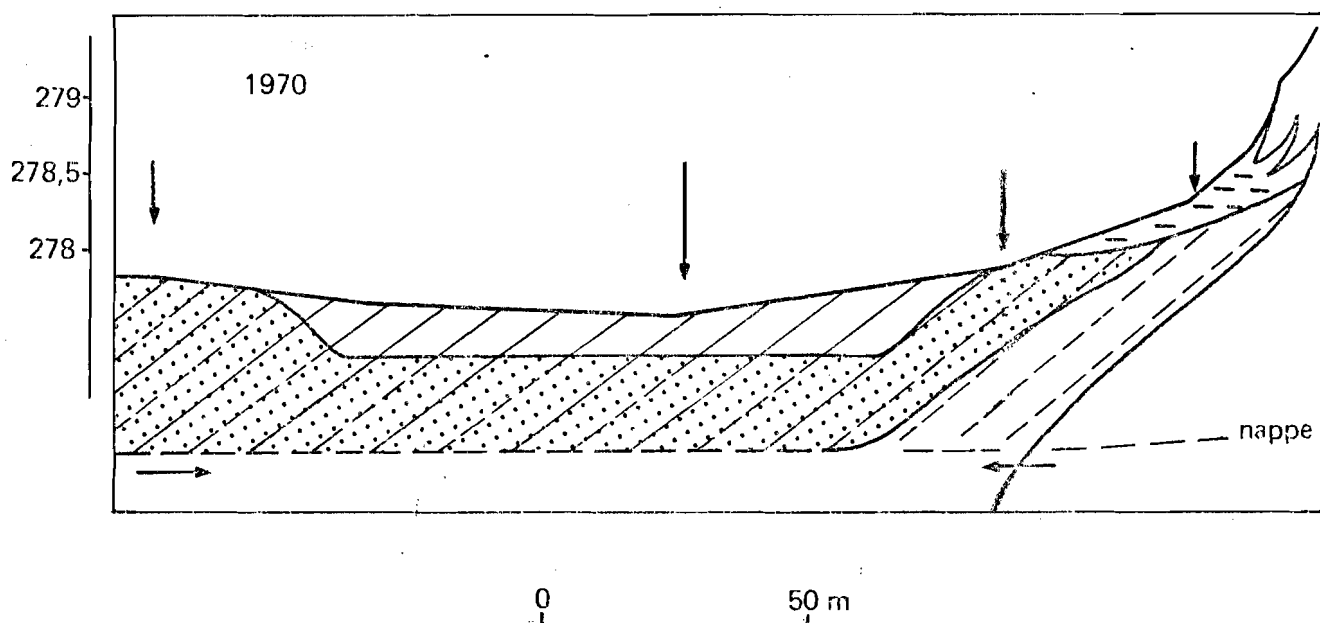
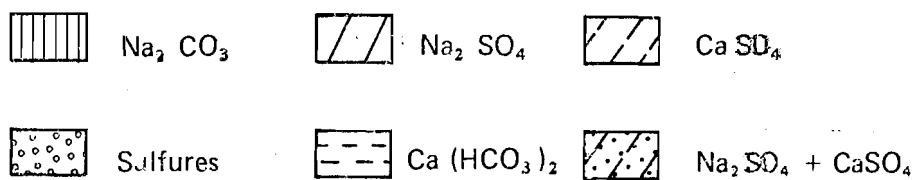


Fig. 36 - Répartition latérale des niveaux sédimentaires dans la partie est de la séquence



A. en mai 1966



B. en août 1970

Fig 37 - Répartition latérale des sels caractéristiques dans la partie est de la séquence

D. Sur la bordure est de la séquence, atteinte alors par le flux Ouest vers Est des eaux de la nappe, cette nappe est fortement minéralisée (10 g de sel par litre), mais moins riche en HCO_3^- et en Mg^{++} que dans la partie la plus basse, et plus profonde (130 cm). Le sol (profil n° 5) est caractérisé par :

- une accumulation superficielle de sulfate de sodium, avec présence de gypse et absence de carbonate de sodium.
- une alcalisation forte en surface (Na/T de 20 à 30 % entre 0 et 30 cm de profondeur), et modérée en profondeur (Na/T de 10 % entre 30 et 120 cm).
- une absence de sulfato-réduction dans le profil.

La répartition verticale des divers ions dans un extrait aqueux du profil n° 5 en Mai 1966 est représentée sur la figure n° 38.

E. Le devenir du magnésium dans les sols de cette séquence.

Dans cette séquence, le calcium des eaux précipite à l'état de carbonate de calcium dans les sols, et ceci dans les parties ouest, centrale et la plus basse de la séquence. Il précipite à l'état de gypse sur la bordure Est. Le sodium s'exprime à l'état de sulfate de sodium, ou se fixe sur le complexe adsorbant, et ceci dans toute la séquence. Il ne reste associé à l'anion carbonate que dans la partie la plus basse. Le cas du magnésium est plus complexe et on peut à son sujet faire les observations suivantes, relatives à la partie la plus basse de la séquence (profil n° 4).

On constate (Tableau XXVIII), sur des analyses totales après attaque triacide, que le magnésium est accumulé en surface du sol. Or :

- les teneurs en magnésium soluble (à l'état de sulfates) sont faibles.
- la calcite n'est que faiblement magnésienne (3 à 5 %).
- le taux de magnésium échangeable est habituel : 20 % (Mg/T).

Ceci suggère donc que les argiles montmorillonitiques de surface, mieux représentées d'ailleurs que dans le profil n° 4 (6/10 contre 4/10) pourraient être magnésiennes.

TABLEAU XXVIII. ANALYSES TOTALES (par la méthode triacide) D'

ECHANTILLONS PRELEVES DANS LE PROFIL N° 4 (en Mars 1967).

		0-3 cm	3-8 cm	10-16 cm	23-30 cm	38-44 cm	44-56 cm
<u>Eléments totaux</u>							
me/100 g	Ca	121	129	72	52	92	315
	Mg	274	189	101	82	112	125
	K	30	19	18	17	14	10
	Na	611	20	12	15	36	28
<u>Matière organique</u>		18,6	9	6,5	7,8	27,2	18,4
	%						
	CaCO ₃ %	6,6	8,5	5	3,8	5,8	21,6

F. Interprétation de cette séquence. Comparaison avec la séquence de WHITTIG et al. (1963).

La partie la plus basse de la séquence est la plus salée (eaux et sols) pour trois raisons :

- les dernières mares résiduelles d'eaux de submersion, les plus concentrées, y ont déposé leurs sels.
- l'évaporation y est forte, non réduite par un "self-mulching".
- la nappe est alimentée en sels dissous provenant de l'ouest de la séquence.

Cette partie de la séquence constitue d'ailleurs un filtre pour les composés du soufre arrivant de l'amont à l'état de sulfates, puisque ceux-ci sont réduits et immobilisés à l'état de sulfures métalliques. Mais le piège n'est que partiel car c'est le matériau superficiel et en particulier sa base (anciennes vases brunes, riches en matière organique) qui crée un milieu réducteur. Les argiles structurées sous-jacentes constituent un milieu moins réducteur, et leur perméabilité latérale reste très élevée.

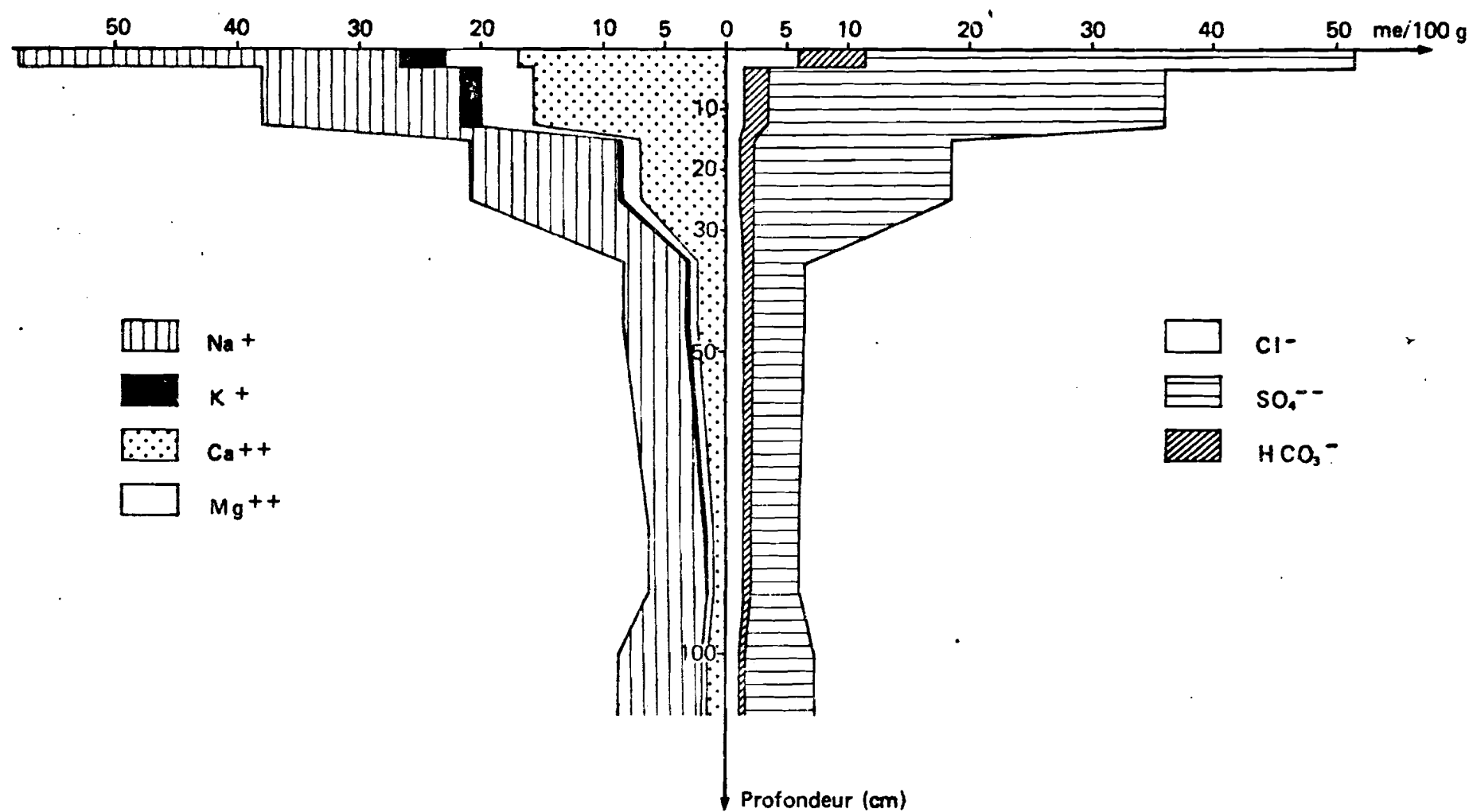
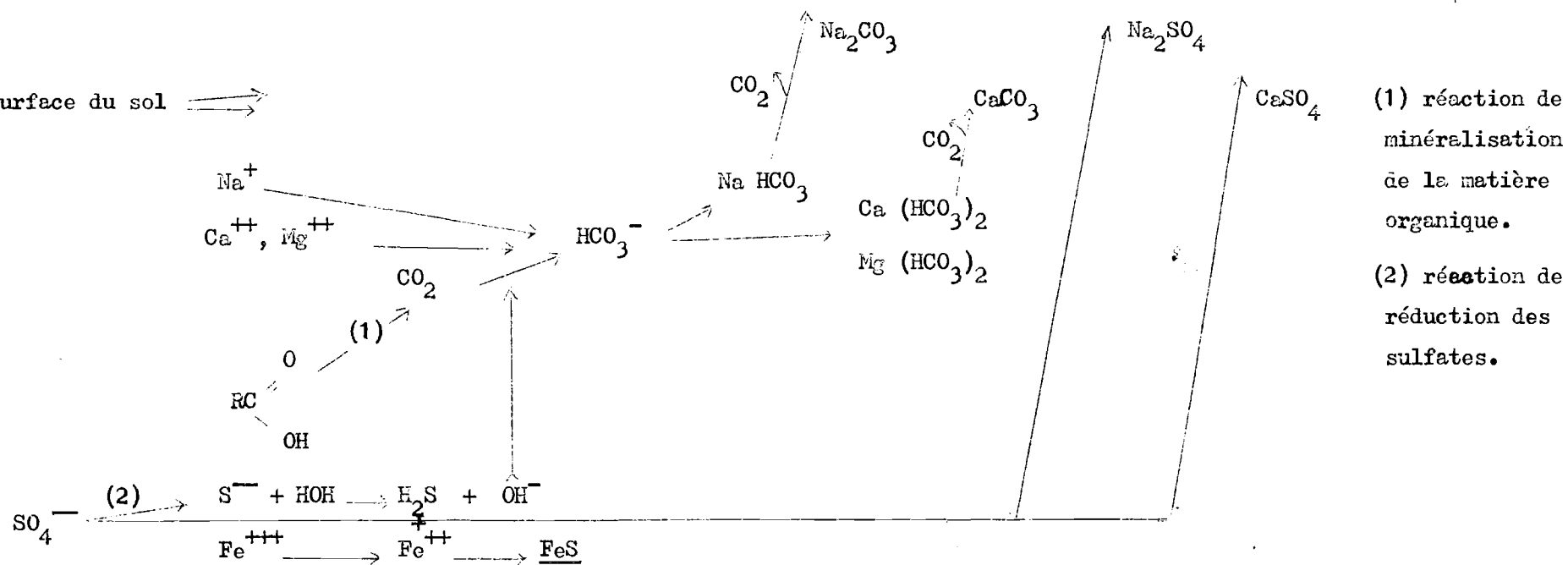


Fig. 38 - Répartition et nature des sels solubles dans le profil n° 5 en mai 1966

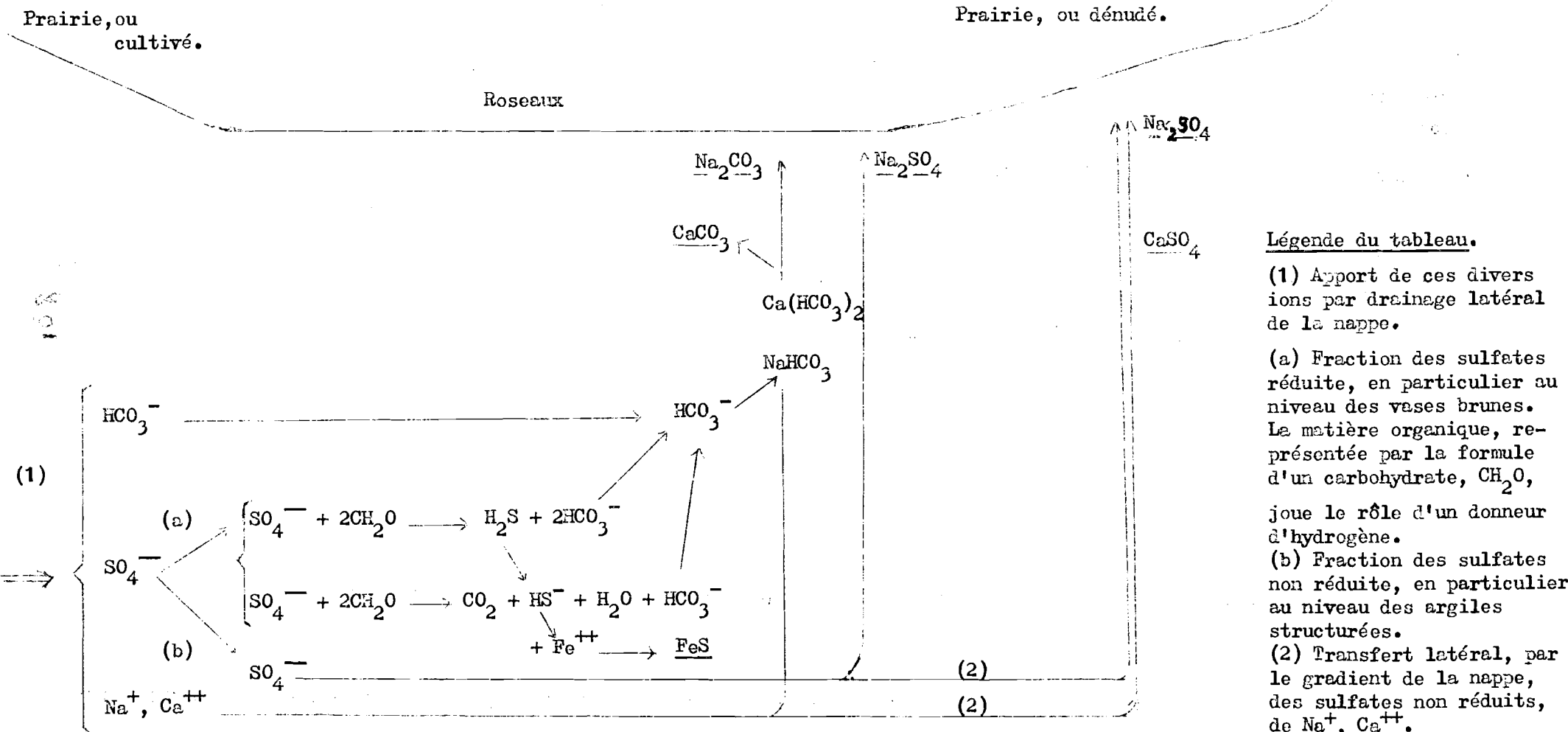
101



Ca, Mg	Na, Ca, Mg	Na	Na, Ca, Mg, H
--------	------------	----	---------------

TABLEAU XXX. SYNTHESE DES MECANISMES DE L'ACCUMULATION SALINE DANS LA PARTIE EST DE LA SEQUENCE EN MAI 1966.

Partie centrale de la séquence	Partie la plus basse - Profil n° 4. Zône de réduction et d'accumulation.	Bordure est - Profil n° 5. Zône d'accumulation.
-----------------------------------	---	--



La représentation du fond du polder a été schématisée dans ce tableau.

La partie est de la séquence en 1966 est à rapprocher de la séquence décrite par WHITTIG et JANITSKY (1963) dans la vallée du Sacramento, en Californie (U.S.A.). Ces auteurs distinguaient trois zones : - une zone de réduction ; - une autre d'accumulation saline ; - une troisième enfin de lessivage. Les réactions principales invoquées sont reproduites sur le tableau ci-joint. (Tableau XXIX). La séquence décrite ici diffère de celle observée par WHITTIG dans la vallée du Sacramento (Californie, U.S.A.) en ce sens que dans le polder de GUINI :

- la zone de réduction est également une zone d'accumulation saline.
- elle est enfin une zone de transfert latéral des sels, par suite de la perméabilité latérale des argiles structurées. (Tableau XXX).

2. Les phénomènes d'accumulation saline en période de nappe plus profonde (1969-1971).

Entre 1966 et 1969-1971, le niveau de la nappe a baissé de près d'1 m (Fig. n° 27).

A. Dans la partie ouest de la séquence, l'horizon superficiel ne s'est pas salé ou s'est légèrement déssalé depuis 1966 (voir l'étude du profil n° 3 en Mars 1971). On note simultanément une légère désalcalisation (Na/T passe de 5 à 2-3 %).

B. Dans la partie centrale de la séquence, les sols sont caractérisés par une accumulation saline subsuperficielle, (Na_2SO_4 et CaSO_4). Le degré d'alcalisation n'est plus que de 5 à 10 %. Les eaux de la nappe ont la même concentration globale qu'en 1966, soit 1 à 2 g de sel par litre, mais ce sont les ions SO_4^{--} et Ca^{++} qui dominent (profondeur de la nappe : 120 cm environ).

C. Dans la partie la plus basse de la séquence, (profil n° 4)* :

- le carbonate de sodium a disparu des sels de surface.
- la disparition des taches de sulfures, l'augmentation du potentiel redox des divers horizons, ont pu être suivies régulièrement entre 1966 et 1971.

* La description détaillée et les résultats analytiques relatifs à ce profil figurent dans CHEVERRY, 1971, page 51.

- l'horizon le plus salé est maintenant observé entre 30 et 50 cm de profondeur. Le calcul de reconstitution des sels, effectué selon la méthode de BAZILEVICH (1968), CHEVERRY (1971), montre que l'accumulation de gypse est observée plus en profondeur que celle du sulfate de sodium : c'est l'aération profonde du niveau simultanément riche en carbonate de calcium et en sulfures qui nourrit la base du profil en sulfate de calcium.

- le degré d'alcalisation a fortement diminué, les valeurs de Na/T % tombant à 10 à 20 % en surface, au bénéfice principalement du calcium échangeable (Tableau XXXI).

TABLEAU XXXI. LES PROPORTIONS DES DIVERSES BASES ECHANGEABLES
SUR LE COMPLEXE ADSORBANT DU PROFIL N° 4 EN AOUT 1970.

	0 à 5 cm	5 à 10 cm	10 à 20cm	30 à 40cm	50 à 60cm	70 à 80cm	100 à 110cm
Ca/T %	54,5	45,5	38,5	61	75	75	70
Mg/T %	21	26,5	29	22	14,5	14,5	16
K/T %	14,5	11	11,5	4	2	2	2
Na/T	10	17	21	13	8,5	8,5	12

- les propriétés physiques du sol se sont fortement améliorées (augmentation de la stabilité des éléments structuraux, de la perméabilité : les valeurs figurent sur le tableau XLV).

D. Sur la bordure est de la séquence, l'horizon superficiel s'est appauvri en sels, et préférentiellement plus en sulfate de sodium qu'en gypse.

En revanche, la partie médiane du profil, entre 40 et 140 cm de profondeur, s'est fortement enrichie en sulfate de sodium et dans une mesure moindre en gypse, sous forme d'un réseau dendritique de taches blanches. Les propriétés de la partie médiane la plus salée du profil, c'est à dire un pH de 7,5 à 8,0, une valeur élevée des rapports Na/K et Ca/Mg solubles, et une assez forte alcalisation (Na/T de 15 à 20 %) sont celles observées 3 ans plus tôt en surface du sol (Tableau XXXII).

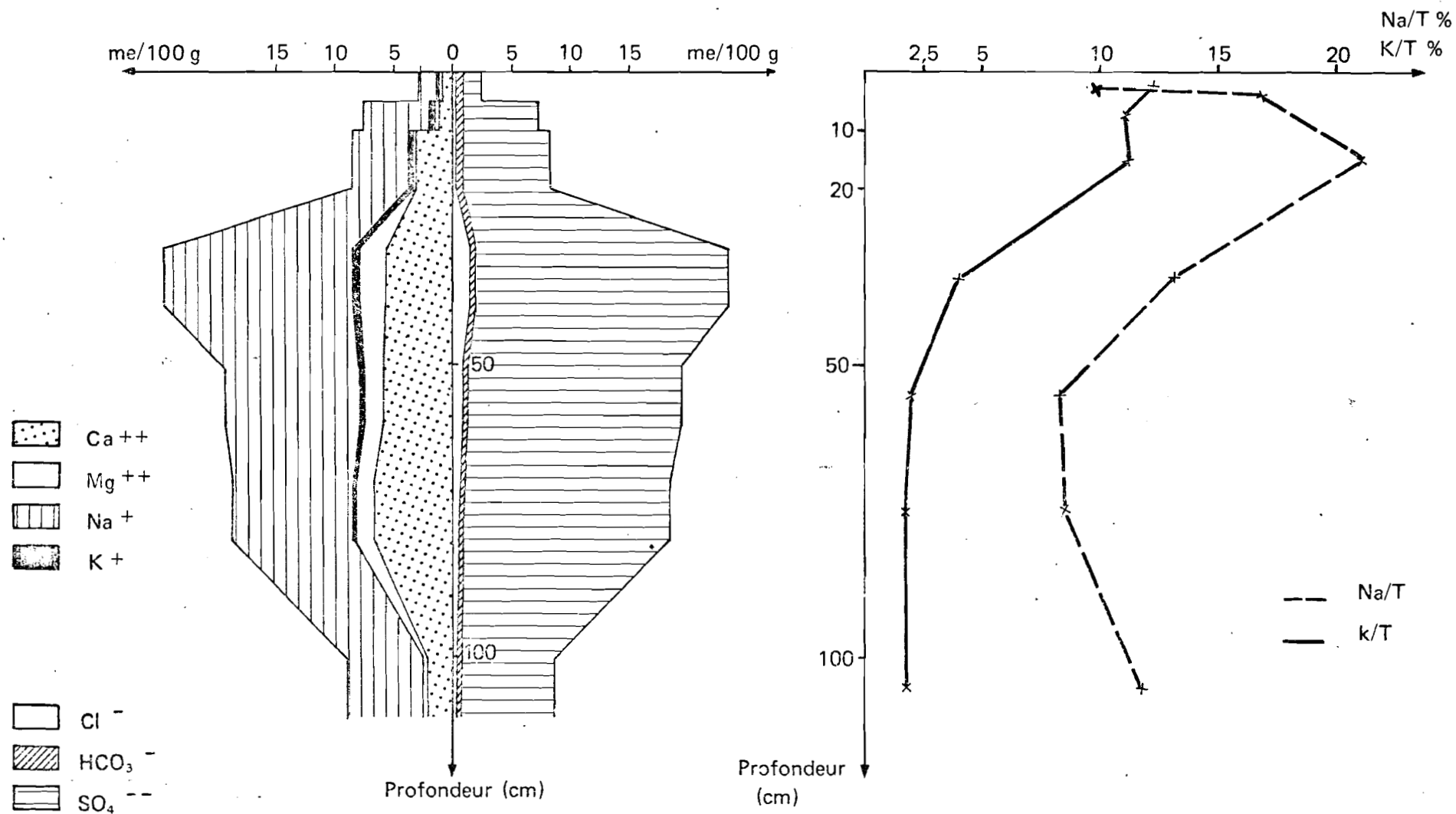


Fig. 39 - Répartition des sels solubles et des bases échangeables dans le profil n° 4 en août 1970

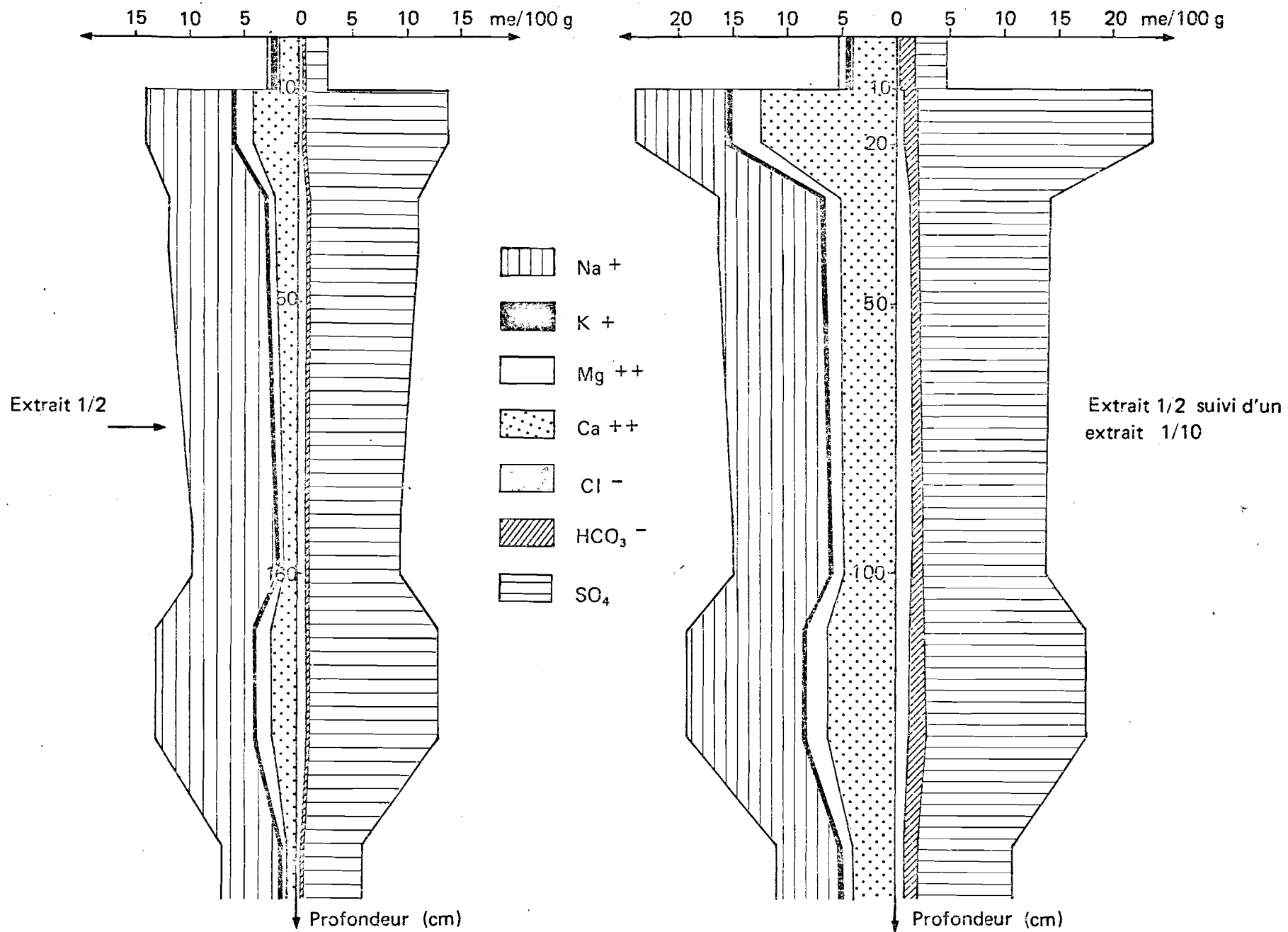


Fig. 40 - Répartition et nature des sels solubles dans le profil n° 5 en août 1970

TABEAU XXXII. LES PROPORTIONS DES DIVERSES BASES ECHANGEABLES

SUR LE COMPLEXE ADSORBANT DU PROFIL N° 5 EN AOUT 1970.

	0-10cm	10-20cm	30-40cm	90-100cm	110-130cm	150-160cm
Na/T %	2	5	15	19	15	15
K/T %	5	3	2,5	2	2,5	2,5
Mg/T %	15,0	17	25	26	25	26
Ca/T %	78	75	57,5	53	57,5	56,5
Ca/Mg	5,2	4,4	2,6	2,1	2,3	2,1

E. L'intervention du gypse dans les sols de la séquence depuis la baisse du niveau de la nappe.

En 1966, le gypse n'était représenté que dans les sols de la bordure est. Or en 1969-1971 tous les sols contiennent du gypse. Dans cette intervention du gypse, le mécanisme de réoxydation des sulfures au contact de CaCO_3 joue encore un rôle, en particulier dans la partie la plus basse de la séquence. Mais un autre mécanisme semble conjuguer ses effets avec le précédent. Il peut se résumer par une réaction :

Argile à complexe adsorbant calcique + Na_2SO_4 (ionisé dans les solutions du sol)
 \longrightarrow Argile à complexe adsorbant partiellement sodique + CaSO_4 (ionisé).

Ce déplacement du calcium par le sodium lors de remontées capillaires d'eaux minéralisées a été mis en évidence expérimentalement par SZABOLCS, 1969 et JABER, 1970. Nos propres expériences en colonnes l'ont confirmé. Il est également suggéré par des observations microscopiques effectuées sur des lames minces du profil n° 5 : c'est dans la masse du sol qu'apparaissent les premières cristallisations du gypse, sous forme de losanges de 100 à 300 microns de longueur, groupés en rosettes. Dans un second temps, le gypse apparaît également dans la porosité ouverte. Son polymorphisme est alors un obstacle à sa reconnaissance. Cet obstacle a pu être levé par l'emploi de la microsonde électronique (Planche IV). Dans la porosité ouverte, le gypse est observé en même temps que du sulfate de sodium.

3. Conclusions sur les phénomènes d'accumulation saline dans cette séquence.

- En 1969, par suite de la baisse du plan d'eau, le relais des accumulations alcalines par les accumulations de sels neutres a été pris dans la partie la plus basse de la séquence. Tous les sols de celle-ci évoluent maintenant par la voie "saline neutre".

- Ce relais n'a donc été pris que 15 ans après l'exondation. La phase alcaline et marécageuse n'a pourtant pas laissé beaucoup de marques irréversibles sur les propriétés de l'horizon superficiel ; en effet, la stabilité structurale, fortement altérée pendant la phase alcaline, s'est rapidement améliorée depuis le relais.

- Comme il a déjà été dit, il apparaît qu'aux variations progressives de composition chimique de la nappe le long de la séquence peuvent être associées des variations dans la nature et le mode de l'accumulation saline dans les sols. Cette toposéquence peut donc être considérée comme une chaîne de sols.

La comparaison des modalités de l'accumulation saline en 1966 et en 1969-1971 permet de préciser le rôle respectif d'un certain nombre de phénomènes sur la précipitation des sels, sur leur répartition dans les sols, que ce soit à l'échelle verticale du profil, ou à l'échelle latérale de la séquence. Les sels précipitent parce que leur produit de solubilité dans les solutions du sol est dépassé. En ce sens, la calcite précipite avant le gypse, le gypse avant la thénardite. Mais plusieurs "phénomènes modificateurs" viennent compliquer cette loi générale ; ce sont :

- le phénomène d'oxydation de la matière organique, dont le produit est du gaz carbonique. Ce CO_2 joue directement sur les équilibres carboniques, sur la solubilité de CaCO_3 .

- le phénomène de sulfato-réduction, qui fait passer les composés du soufre d'un état soluble (SO_4^{--}) à un état peu soluble (sulfures de fer).

- le phénomène d'échange des cations sur le complexe adsorbant.

- En 1966, en période de nappe peu profonde, l'accumulation de CO_2 dans l'atmosphère des sols décale, vers le sommet des profils et vers l'aval de la séquence, le seuil de précipitation du calcium sous forme de calcite.

- En 1969, après une baisse de 1 m du niveau de la nappe, les pressions partielles de CO_2 diminuent. Le carbonate de calcium précipite le premier, en amont de la séquence. Le sulfate de calcium précipite ensuite. Le rôle du sodium en phase soluble diminue par rapport à celui du calcium, par suite des échanges sur le complexe adsorbant, et de la réoxydation des sulfures. Simultanément, le rôle des composés du carbone diminue par rapport à celui des composés du soufre.

IV. SYNTHÈSE : SIGNIFICATION ET DETERMINISME DE LA VOIE

"SALINE NEUTRE"

La voie "saline neutre" est un certain mode d'échanges entre des eaux phréatiques et des matériaux sédimentaires. Deux points de cet échange présentent une signification particulière :

1. La mobilité des sels dans le polder et dans le paysage.

Une partie des sels accumulés dans les sols de la "voie saline neutre", lorsque la nappe est peu profonde (phase de forte évaporation), n'est pas piégée définitivement dans ces sols mais peut être redistribuée dans le paysage, après lessivage vertical en saison des pluies, puis drainage latéral selon le gradient hydraulique de la nappe. Les conséquences de ce transfert de sels ont été étudiées à l'échelle d'une séquence de sols. Elles le furent également à l'échelle de l'ensemble du polder de BOL GUINI, grâce à 4 campagnes de sondages * pour étude de la nappe : (Fig. 41)

1958-1960 : 236 points de mesure. (PIAS et al. 1961, 1962).

Mai 1966 : 285 points de mesure. (CHEVERRY, 1968).

Mars-Avril 1968 : 570 points de mesure. (CHEVERRY, 1969).

Mars 1970 : 720 points de mesure. (CHEVERRY, 1971).

La densité des points permet de tracer des cartes d'iso-conductivité de la nappe phréatique et de comparer de campagne à campagne l'allure des figures obtenues. On note que la plage où les eaux sont faiblement minéralisées en bordure ouest du polder s'est progressivement et nettement élargie au cours de ces dix ans. Par contre, la bande des eaux les plus salées, dont la concentration peut atteindre 20 g/l, s'est élargie en bordure centre-est. La partie ouest s'est "appauvrie" en sels au "profit" de la partie est.

Le même type d'observation a été fait dans la partie Nord du polder voisin de BERIM. Un cheminement topographique détaillé a permis de tracer une esquisse du niveau piézométrique (et réel) de la nappe (Fig. n° 42). On constate un fort gradient de la nappe, orienté cette fois du Sud vers le Nord, en s'éloignant des barrages séparant encore ce polder du lac. Tous les sols de cette partie du polder BERIM ont été différenciées par la voie "saline neutre". Leur drainage interne, leur perméabilité latérale en profondeur, sont excellents.

* Ces campagnes, et le nombre de mesures indiqué, concernent les deux polders de GUINI et BERIM.

Les sels dissous au niveau de la nappe sont entraînés. Or on observe dans l'ouadi immédiatement en retrait au Nord (DANE KONE) de très fortes accumulations salines de sulfates de sodium. Tout se passe comme si les sels évacués du polder BERIM s'accumulaient dans l'ouadi voisin.

2. Le passage d'un milieu alcalin à un milieu localement acide.

Lorsque le niveau de la nappe baisse, la succession des sels qui précipitent dans les sols différenciés par cette voie peut se résumer ainsi :

Na_2CO_3 - Na_2SO_4 - CaSO_4 - Jarosite (sulfate de potassium et de fer).

Ce n'est toutefois que très localement que le stade "salin neutre" est dépassé et qu'on passe à un milieu acide (jarosite) ; la présence de ces derniers sels (CaSO_4 et jarosite) constitue une anomalie apparente par rapport au faciès géochimique régional, qui est carbonaté-sodique.

3. Transformation-clé et déterminisme de la voie "saline neutre".

L'étude des sols de la séquence du polder GUINI confirme l'étude du profil n° 2 : (chapitre V) : la transformation-clé que subissent les sédiments après l'exondation, c'est leur structuration. Lorsque le résultat est une structure fortement développée et stable, les sols se différencient par la voie "saline neutre". C'est le cas des profils n° 3, 4 (depuis 1969) et 5. Les vases superficielles ont acquis une structure fine dont les éléments se comportent par certains aspects comme des sables, tout en gardant une bonne capacité de rétention pour l'eau. Les argiles sous-jacentes se sont organisées en prismes grossiers consolidés par des gaines d'oxydes métalliques hydratés

Le déterminisme de la voie "saline neutre", c'est alors l'enchaînement des facteurs qui favorisent ce mode de structuration. Cet enchaînement, déjà évoqué en conclusion du chapitre V, met notamment en jeu :

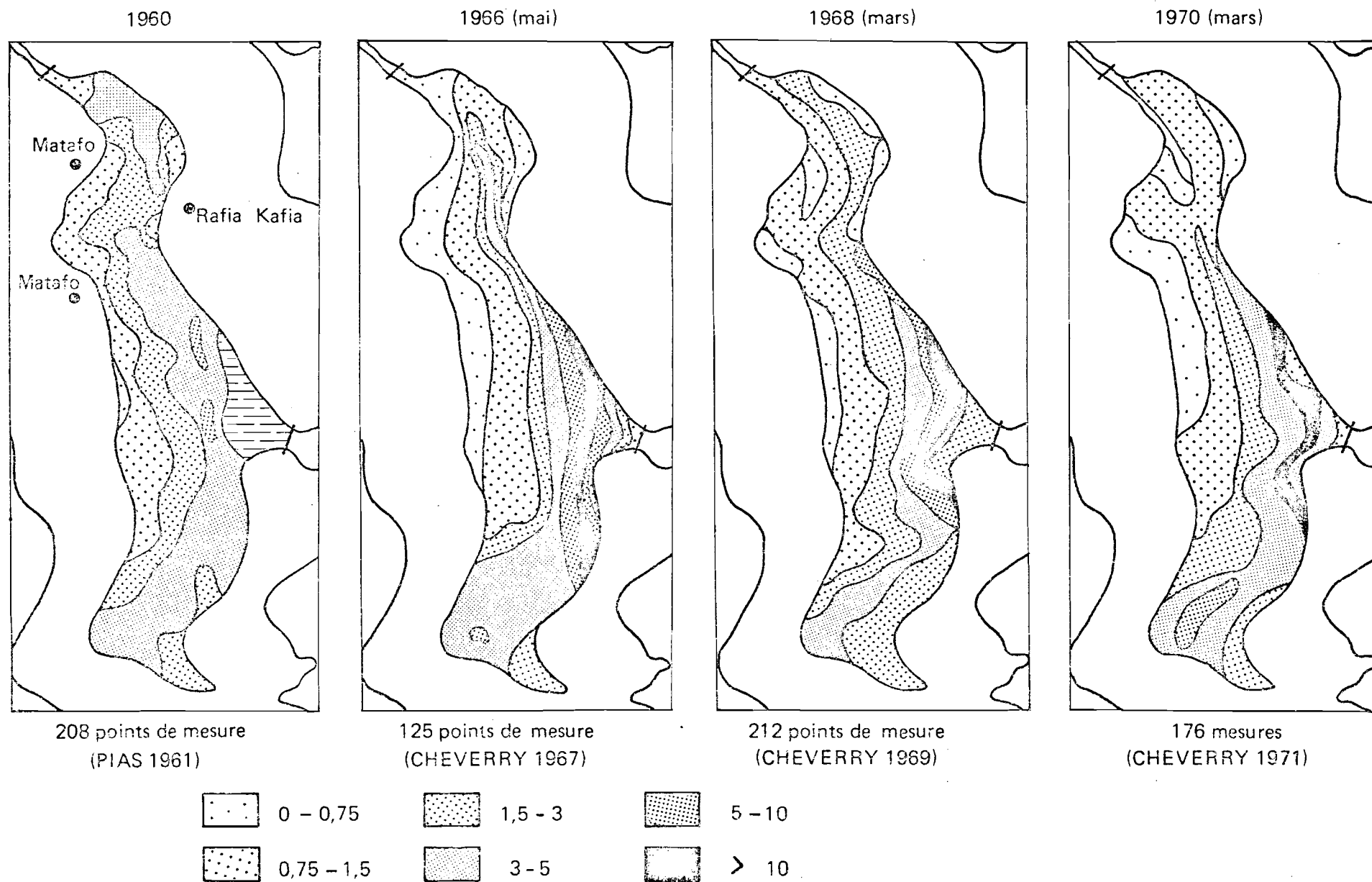


Fig. 41 - Cartes d'isoconductivités des eaux de la nappe phréatique du polder GUINI entre 1960 et 1970
(la conductivité des eaux est exprimée en m.mhos)

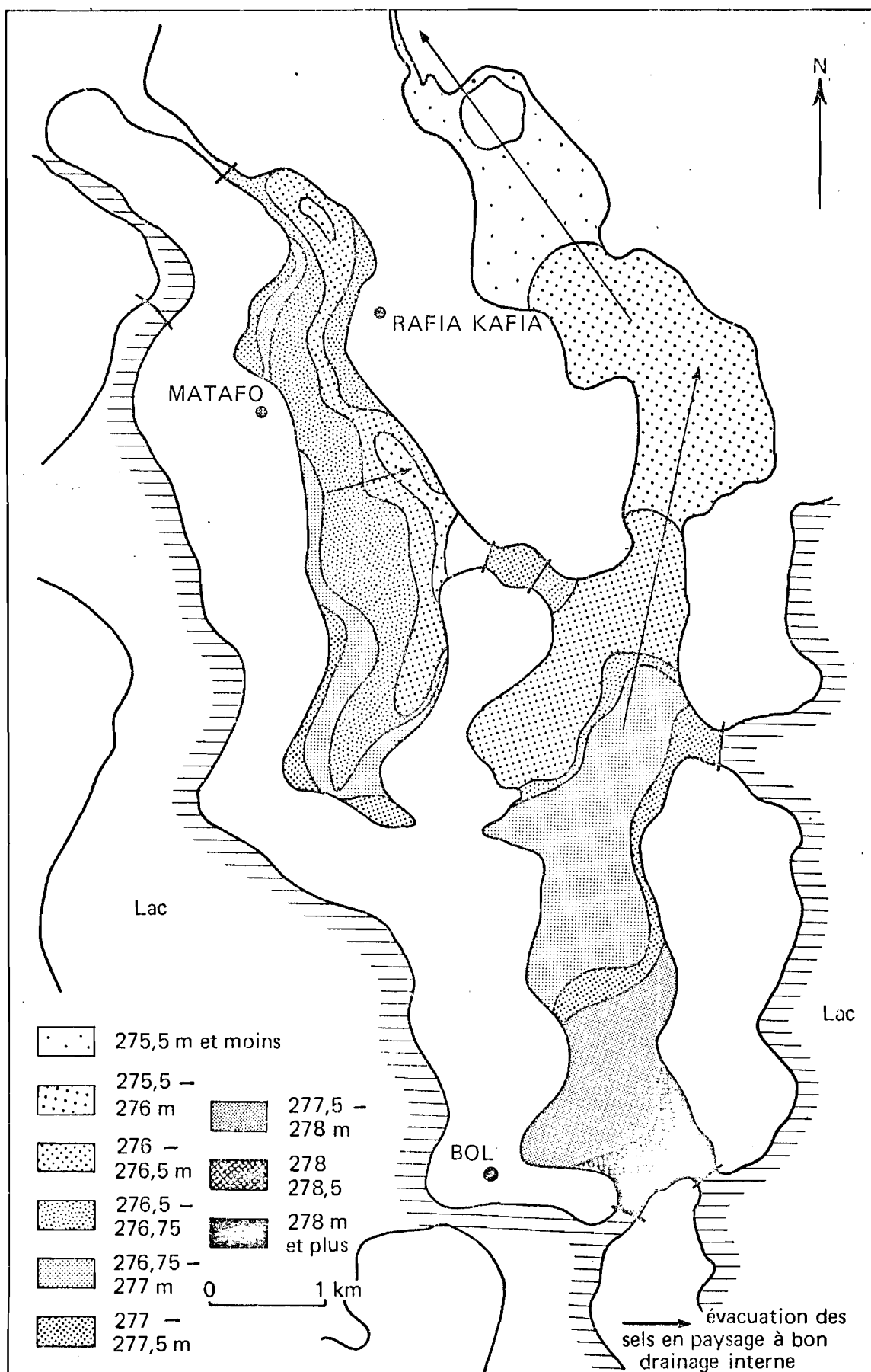


Fig. 42 - Niveau piézométrique de la nappe dans les polders de GUINI et BERIM en mars 1970

- un facteur d'ordre climatique : la température élevée à laquelle s'est produit le dessèchement des vases superficielles. Ceci joue en particulier sur la stabilité structurale (MONNIER et al. 1968).

- un facteur d'ordre topographique ou historique : une attaque alcaline modérée, ou de courte durée, des eaux de submersion lors de leur retrait.

- un facteur d'ordre hydraulique et hydrogéologique : un abaissement du niveau de la nappe dans les années suivant l'exondation.

Ce dernier facteur, en particulier, apparaît nécessaire pour que les sols se différencient par la voie "saline neutre". Mais l'étude détaillée d'un autre type de différenciation des sols, par la voie "alcaline", montre que ce facteur n'est pas toujours suffisant.

CHAPITRE VII. LA DIFFERENCIATION DES SOLS PAR LA "VOIE ALCALINE".

LEUR EVOLUTION EN CAS DE BAISSSE DU NIVEAU DE LA NAPPE PHREATIQUE.

La différenciation des sols par la voie "alcaline" a été étudiée plus particulièrement dans la partie sud du polder BERIM, dans la zone des barrages. Par suite de l'étanchéité imparfaite de ces barrages en sable, des eaux lacustres s'infiltrèrent et alimentèrent des lames d'eaux de submersion, côté polder. L'intensité des infiltrations a été suffisante, entre 1954 (fermeture des barrages) et 1971, pour compenser l'évaporation et transformer ces lames d'eau en mares permanentes, dans lesquelles s'est développée une végétation de roseaux. Dans les secteurs voisins non submergés la nappe phréatique est très peu profonde, moins de 50 cm, et les sols également couverts d'une végétation dense de Typha australis et Phragmites communis. Le paysage constitué par ces mares et ces sols à nappe peu profonde a été qualifié de marécageux.

I. LA CARACTERISATION DES EAUX DES PAYSAGES MARECAGEUX.

1. Les eaux des lames de submersion (Tableau XXXIII).

Des lames d'eaux de submersion sont observées au pied des trois barrages isolant le polder de BERIM du lac Tchad. Celle du deuxième barrage constituait en fin 1968 une lame d'eau de 200 m de large, 700 m de long et 30 à 100 cm de profondeur.

- Ces eaux ont un potentiel redox nettement positif, sauf localement sur les bordures de la lame, lorsque celle-ci, très peu épaisse, est mélangée à une litière de débris végétaux.

- la concentration progressive des eaux au fur et à mesure que l'on s'éloigne des barrages se traduit par une très légère augmentation de leur pH, mais sans apparition de l'anion CO_3^{--} , le pH restant inférieur à 8,3. Les chlorures et les sulfates sont peu représentés.

- du point de vue des cations, les valeurs du coefficient SAR et du rapport Na/K augmentent de façon modérée avec la concentration, alors que la valeur du rapport Ca/Mg diminue.

2. Les eaux phréatiques (Tableau XXXIV).

Une centaine d'analyses d'eaux phréatiques furent effectuées dans cette partie sud marécageuse du polder BERIM. On observe une forte variabilité des caractéristiques chimiques de la nappe, aussi bien dans l'espace que dans le temps. Le type de variations régulières le long d'un axe qui a été décrit dans les chapitres précédents ne s'observe pas ici, et on ne peut définir que des gammes de variations :

- les valeurs du potentiel redox sont fréquemment comprises entre -100 à -200 mvolts.
- les mesures de pression partielle de CO_2 dans les sols sus-jacents ont donné des valeurs de 3 à 8 % d'atmosphère. Calculée à partir des analyses d'eau, cette même pression peut dépasser 10 % d'atmosphère.
- les valeurs du rapport Ca/Mg dans ces eaux sont comprises entre 0,3 et 2, c'est à dire plus faibles que dans les eaux des paysages à bon drainage interne (Ca/Mg de 2 à 4).
- les valeurs du rapport SO_4/HCO_3 sont extrêmement variables avec le degré d'aération du sol, mais ont tendance à augmenter avec la concentration globale.
- ces eaux, enfin, contiennent le cation NH_4^+ (17 mg/l dans la nappe du profil n° 6).

Dans ces milieux, on doit remarquer que la détermination des teneurs en HCO_3^- par potentiométrie est délicate : le point d'inflexion de la courbe de neutralisation est peu net. On se contente donc de mesurer la quantité d'acide nécessaire à ramener le pH du milieu à la valeur de 4,3. Dans ces milieux organiques, l'alcalinité totale ainsi évaluée correspond à des anions bicarbonates, mais aussi à des composés du métabolisme : composés du carbone dont le degré d'oxydation est intermédiaire, sels ionisés d'acides organiques faibles. Pour homogénéiser la présentation des résultats, les données d'alcalinité totale seront exprimées en HCO_3^- (mé/l).

La forte variabilité des données dans l'espace est attribuée au fait que la nappe évolue à faible profondeur, dans des matériaux dont la perméabilité latérale est faible. De faibles variations (dans l'espace ou le temps) de cette profondeur ou du degré de couverture végétale des roseaux

TABLEAU XXXIII. CARACTERISTIQUES CHIMIQUES DES EAUX DE LA NAPPE SUPERFICIELLE.

A. EN RETRAIT DU DEUXIEME BARRAGE.

	E.C. mmhos	Cations en mé/litre					Anions en mé/litre					Données calculées		
		Ca	Mg	Na	K	Somme	Cl	SO ₄	CO ₃	HCO ₃	Somme	Ca/Mg	Na/K	Cl %
Lac Tchad - pied du barrage	0,18	0,64	0,4	0,56	0,29	1,89	0,01	0,26	0	1,52	1,79	0,8	1,9	6
pied du barrage côté polder	0,36	1,96	0,82	0,86	0,25	3,89	0,02	0,13	0	3,60	3,75	0,7	3,4	0,5
à 65 m du barrage	0,365	2	0,79	0,9	0,28	3,97	0,01	0,33	0	3,75	4,09	0,8	3,2	0,2
à 150 m "	0,42	1,86	0,72	1,75	0,4	4,73	0,04	0,35	0	4,39	4,78	1,5	4,4	0,8
à 300 m "	0,52	2,06	1	2,52	0,44	6	0,06	0,12	0	5,58	5,8	2	5,7	1
à 600 m "	0,575	1,61	1,12	3,44	0,5	6,7	0,07	0,6	0	6,35	7	2,9	6,9	1

B. EN RETRAIT DU PREMIER BARRAGE.

	Données de terrain				Données de laboratoire										
	E.C. mmhos	pH	Eh mvolts	HCO ₃ mé/l	pH	Ca mé/l	Mg mé/l	Na mé/l	K mé/l	Somme cations	Cl mé/l	SO ₄ mé/l	CO ₃ mé/l	HCO ₃ mé/l	Somme anions
eau libre - côté polder	0,23	6,9	+ 455	2,1	7,0	0,9	0,5	0,5	0,2	2,1	tr.	tr.	0	2,1	2,1
ruisseau à 250 m du barrage	0,74	7,4	+ 415	8,6	7,8	1,1	0,6	6,5	0,4	8,6	tr.	0,1	0	8,5	8,6
sous litière	0,89	7,25	+ 115	10,1	7,25	1,2	1,3	9,8	1,2	13,5	tr.	0,6	0	8,8	9,4
bordure du polder	1,7	8	- 85	22,6	8	5,3	2,6	13,2	2,4	23,5	tr.	0,1	0	22,5	22,6

TABLEAU XXXIV. CARACTERISTIQUES DES EAUX DE LA NAPPE PHREATIQUE DES PAYSAGES MARECAGEUX.

placement *	Date du Prélèvement	E.C. mmhos	pH	Cations en mé/litre					Anions en mé/litre					Données calculées				
				Ca	Mg	Na	K	Somme	Cl	SO ₄	CO ₃	HCO ₃	Somme	Cl%	SO ₄ %	SAR	Na/K	Ca/Mg
-	12/1968	0,77	7	1,9	1,5	5	0,85	9,25	0,08	0,55	0	8,85	9,5	0,8	6	3,8	5,9	1,3
-	4/1969	2,17	7,4	3,2	1,6	19,4	0,35	24,55	0,5	6,9	0	16,7	24,1	2,1	29	12,5	55	2
fil n° 7	3/1971	2,7	7,3	2,3	1,3	26	0,5	30,1	0,9	4,2	0	26	31,1	2,9	14	19,4	52	1,8
-	8/1969	2,8	2,8	1,7	26,1	0,8		31,4	0,6	11	2	18,8	32,4	1,9	34	17,5	32,6	1,6
-	3/1971	3,3	7,3	4,6	3	29	0,7	37,3	1,75	10,4	0	26	38,15	4,6	27	14,9	41,4	1,5
-	8/1970	3,6	6,8	1,3	3,4	33,2	0,3	38,2	1,2	21,3	0	17,5	40	3	53	21,7	111	0,4
-	8/1969	5,1	5,3	2,9	52	1,05		61,25	3,1	24,8	2	31,6	61,5	5	40	25,7	50	1,8
-	3/1968	5,1	7,8	5,6	6,3	72	2,8	86,8	-	0,2	0	85,7	85,9	-				
-	8/1970	19	4,5	16,3	208	1,3		230,1	22,2	137	0	64	223,2	9,9	61,5	64,5	160	0,3
fil n° 6	12/1970	22	7,8	7,2	7,8	268	1,8	284,8	20	153	0	111	284	7	54	98	149	0,9

* Prélévés en divers points de Bérin-Sud, les prélèvements ont été classés en fonction des conductivités croissantes et non de leur localisation exacte.

suffisent à provoquer de fortes variations des conditions de l'évaporation en surface du sol et par suite de l'équilibre des sels entre la nappe et le sol sus-jacent.

Les paysages marécageux sont donc caractérisés par des eaux qui stagnent soit en surface du sol, soit à faible profondeur, au contact d'une végétation abondante; on observe que l'épaisseur des litières s'accumulant sous les lames d'eau de submersion reste faible, ce qui traduit une vitesse de minéralisation élevée. C'est un milieu où s'affirme une tendance réductrice, et où par ailleurs l'évaporation est intense.

II. L'ETUDE D'UN SOL DE PAYSAGE MARECAGEUX.

Etude du profil n° 6.

1. Les données morphologiques.

Le profil n° 6 est à 150 m du bas de pente dunaire, dans la partie sud du polder BERIM. Par suite de la proximité d'un barrage, cet emplacement fut recouvert à plusieurs périodes par une lame d'eaux de submersion, notamment entre 1962 et 1966; période de hautes eaux du lac Tchad, et donc d'infiltrations intenses.

Le profil, observé en Décembre 1970 soit trois mois après les dernières pluies, est situé dans une clairière de 30 m de large, enserrée de masses denses de Typha australis et de Phragmites communis.

La nappe phréatique est captive, peu profonde : niveau "in situ" 33 cm ; niveau piézométrique : 15 cm. Ses eaux sont fortement minéralisées, riches en sodium, bicarbonates et sulfates (la composition chimique figure sur la dernière ligne du tableau XXXIV) et contiennent 17 mg/l de NH_4^+ .

La surface du sol est mamelonnée. Ces mamelons ont 20 cm de large, 3 à 5 cm de hauteur et sont délimités par des fentes de retrait partiellement comblées et couvertes de salant noir humide. De nombreux débris végétaux jonchent le sol ; le salant se présente sous divers aspects :

- des plaques de couleur brun-sombre, mates, sèches, reposant sur une fine couche de salant brun ou blanc, poudreux, sec. Ces plaques sont fragmentées et se détachent aisément du sol sous-jacent. Elles occupent les parties hautes du micro-relief.

- des plaques (1 à 2 mm d'épaisseur) de salant très noir, dont la surface supérieure est légèrement humide (forte hygroscopicité) et dont la face inférieure, très humide, adhère au sol.

- très localement, il a été observé des plaques plus épaisses constituées d'une juxtaposition de petites boursofflures dont les plus grosses (1 cm de diamètre) contiennent à l'intérieur un peu de terre qui apparaît soufflée sous l'influence d'un dégagement gazeux du sol (méthane).

Ces deux dernières formes de salant occupent des positions basses du microrelief. Les positions les plus basses sont de couleur grisâtre et leur surface lisse, luisante, est parsemée d'une moucheture de très petites taches noires (1 mm), "germes" de l'accumulation saline actuelle.

A. Description du profil (sous le salant).

- 0 à 10 cm : Horizon humide ; couleur hétérogène : dans la masse on observe des noyaux plus consistants de couleur noire (sulfures), auréolés d'une zone où seul le fer est réduit (couleur gris-bleuâtre gleyeuse) et d'une seconde zone brune de réoxydation au contact des vides (surface du sol, pores). Les débris végétaux, assez nombreux, sont eux-mêmes gainés d'une pellicule noire. La structure est prismatique grossière, peu nette, liée aux quelques fentes de retrait, avec des débits à tendance polyédrique, très durs une fois secs. Ces éléments structuraux sont faiblement poreux, à rares pores de taille moyenne, semi-fermés, subhorizontaux, à parois luisantes et brunes (teinte de réoxydation). Effervescence de l'ensemble de l'horizon, plus vive sur les parois des vides, ou en de petits amas.

- 10 à 27 cm : Horizon saturé ; couleur gleyeuse gris-verdâtre sombre (5 GY 4/1 en humide) ; de nombreux débris végétaux sont gainés d'une pellicule noire de sulfures ; toutefois, une partie de l'enracinement n'est pas tachée. D'autres taches de sulfures sont observées dans la masse même de l'horizon ; la structure est polyédrique peu nette avec des éléments structuraux aisément déformables, collants, faiblement poreux.

- 27 à 60 cm : Horizon noyé ; même couleur ; la densité des taches noires de sulfures diminue ; le caractère plastique s'accroît ; seuls quelques grumeaux plus consistants se distinguent dans une masse argileuse et collante ; pas d'effervescence avec HCl.

- 60 à 70 cm : Passage progressif à l'argile structurée. Le matériau est noyé ; couleur grise (5Y 6/1) ; très plastique ; passage progressif à l'argile structurée.

Le niveau d'argile structurée imprégnée par du carbonate de calcium n'existe pas dans ce profil.

B. Les données microscopiques.

Plusieurs lames minces de sols furent effectuées sur ce profil. Leur examen a permis de préciser quelques traits de l'horizon superficiel, de 0 à 10 cm.

. On observe dans le plasma d'assez nombreux phytolites. Leur rôle dans "l'itinéraire géochimique de la silice" (ERHART, 1973) est donc ici important. Ces phytolites n'étaient que rarement décelés dans les profils précédents. Ceci confirme que leur présence est liée à la végétation actuelle de ces paysages marécageux.

. Les caractères du plasma argileux sont : lattisepic, masepic et skelsepic. On note, sous l'influence de la végétation, l'apparition de séparations plasmiques (pédocompactions).

. Les parois des cellules des débris végétaux apparaissent cristallisées par un fin liseré de carbonates et c'est à partir de ces parois que le calcitane se développe en comblant les vides de la structure végétale morte.

. La cristallisation des sels se manifeste sous d'autres aspects : les carbonates forment soit de petits amas dans la masse même du sédiment, soit des gaines colmatant partiellement les pores, soit des liserés le long des microvides ou fissures. Dans tous ces cas, les cristaux de calcite ont une taille inférieure à 5 microns et une forme arrondie.

C. Les traits essentiels de l'organisation morphologique.

Les caractères décrits rappellent ceux déjà évoqués lors de l'étude d'un profil de dix-huit mois d'âge seulement (profil n° 1), en paysage également marécageux. Dans le sol de 16 ans étudié ici certains traits se sont accusés :

- La sulfato-réduction se manifeste à la fois dans la masse du sol et sur les débris végétaux et ceci presque dès la surface. On observe fréquemment dans le même secteur du polder des horizons dont la couleur d'ensemble est noire.

- La formation de salant noir est encore en cours (nourrissage de certaines plaques par leur base). L'extraction de la matière organique se traduit par un début d'éclaircissement de l'horizon au profit du salant noir.

- La dégradation de la structure se concrétise par le caractère grossier des débits polyédriques qui présentent en outre une extrême dureté une fois secs.

2. Les données analytiques.

A. Les solutions du sol furent extraites directement par une presse. Leur composition chimique met en évidence les faits suivants ;

. L'accumulation saline est superficielle et correspond à un mélange de bicarbonates, carbonates et sulfates alcalins, avec une valeur supérieure à 100 du rapport Na/K.

. L'anion CO_3^{--} est présent dans les solutions du sol sur toute la partie supérieure du profil. Malgré cela, ces solutions contiennent des teneurs non négligeables en calcium, de 5,5 à 7,5 mé/litre de solution.

. Les solutions contiennent aussi l'anion SO_4^{--} . Ce fait, rapproché de la forte proportion de sulfates dans le salant noir, prouve que la sulfato-réduction n'est que partielle dans ce profil, malgré les valeurs nettement négatives du Eh (Tableau XXXV).

B. Sur les extraits aqueux obtenus après séchage à l'air des échantillons, on constate, par rapport aux solutions du sol des mêmes horizons :

. Une diminution de la proportion des alcalino-terreux par rapport aux alcalins.

. Une augmentation de la proportion des sulfates par rapport aux bicarbonates et carbonates.

La réoxydation des sulfures s'est en effet produite ici en l'absence de réserves en carbonate de calcium. Elle n'a donc pas libéré de fortes quantités de calcium soluble et n'a pas compensé les pertes en cet élément dues à la précipitation de CaCO_3 (la pression de CO_2 des extraits aqueux est bien inférieure à celle des solutions du sol).

. Du point de vue des éléments échangeables, la proportion de sodium par rapport à la capacité d'échange est supérieure à 50 % dans tous les horizons ; celle du potassium échangeable est comprise entre 2 et 6 %.

3. Conclusions à l'étude du profil n° 6.

La dynamique actuelle des eaux et des sels traduit un régime exsudatif. L'évaporation se produit en surface même du sol. Le "self-mulching" se limite aux quelques plaques de salant noir détachées du sol, dans les parties hautes du microrelief. La signification géochimique de cette dynamique peut se résumer ainsi :

TABLEAU XXXV. CARACTERISTIQUES PHYSICO-CHIMIQUES DU PROFIL N° 6.

A. Données d'Eh et d'humidité.

Décembre 1969. Niveau de la nappe " in situ " : 40 cm			Décembre 1970. Niveau de la nappe " in situ " : 33 cm	
Profondeur (cm)	Eh (m volts)	Humidité (%)	Profondeur (cm)	Eh (m volts)
5	+ 320 à + 370	10 % de 0 à 5 cm 170 % de 5 à 10 cm	2 à 10	- 180
10 à 15	- 205 à - 175	200	10 à 20	- 165
20 à 25	- 230	220	20 à 30	- 140
40	- 130 à - 70	330	30 à 40	- 140
			50 à 70	- 105

B. Autres caractéristiques chimiques.

Profondeur (cm)	Carbona- tes Totaux %	Matière Organi- que %	Capacité d'Echan- ge/100g	Na/T %	K/T %	Test de stabilité (% d'aggrégats)		
						Alcool	Eau	Benzène
0 à 2	13	10,4	55	65	5,5	51	50	49
2 à 10	8	9	50	62	5	45	38	31
10 à 20	3	9,2	55	56	4	59	46	40
20 à 30	4	9,8	50	64	3,5	54	51	47
30 à 40	3	11,9	45	66	3,5	58	62	69
50 à 60	0,5	13,9	50	44	2	71	61	70

TABLEAU XXXVI. LES SELS SOLUBLES DU PROFIL N° 6.

A. Composition chimique des solutions du sol extraites à la presse.

Profondeur (cm)	pH	E.C. mmhos	Cations (mé/litre)					Anions (mé/litre)					SAR
			Ca	Mg	Na	K	Total	Cl	SO ₄	CO ₃	HCO ₃	Total	
2 à 10 cm	8,5	23	7,5	6,2	295	3	311,7	45	168	40	60	313	113
10 à 20 cm	8,5	16	7,2	6,2	215	2	230,4	20	120	35	53	228	83
20 à 30 cm	8,5	16	6,9	6,9	205	1,8	220,6	20	120	35	48	223	78
30 à 40 cm	8,5	14	5,5	9,7	190	1,6	206,8	18	120	22	51	211	69
50 à 60 cm	8,3	9,5	1,4	6,2	105	0,9	113,5	11	65	10	39	125	54

B. Composition chimique des extraits aqueux (dilution 1/2) après séchage à l'air des échantillons.

Profondeur (cm)	pH	E.C. mmhos	Cations (mé/100 g)					Anions (mé/100 g)					SAR
			Ca + Mg	Na	K	Total	Cl	SO ₄	CO ₃ + HCO ₃	Total			
0 à 2 cm	10,2	43	0,2	130	0,9	131,1	12	80	36	128	411		
2 à 10 cm	9,3	13,5	1,5	46	0,5	48	5,6	33	9,4	48	53		
10 à 20 cm	9,1	15,5	1,6	40	0,4	42	3,2	29	8,6	40,8	45		
20 à 30 cm	9,4	24	1	0,9	58	0,4	60,3	5,4	48	7,6	61	-	
30 à 40 cm	9	24	1,1	0,8	60	0,4	62,3	4,8	48	10	62,8	62	
50 à 60 cm	8,2	15	1,2	1	35	0,2	37,4	4,2	30	3,8	38	33	

- un constituant organo-minéral secondaire, le salant noir, s'accumule superficiellement.

- un constituant minéral, une calcite légèrement magnésienne (2 à 6 % de magnésium) s'accumule subsuperficiellement.

Une grande partie du calcium du sol est ainsi immobilisée à l'état d'un sel peu soluble. Ce calcium vient soit de la nappe soit du calcium déplacé par le sodium sur le complexe adsorbant. Le degré d'alcalisation est en effet très élevé (Na/T % de 60 % et plus), mais on doit rappeler que les déterminations de Na échangeable dans ce type de sol très alcalin sont peu précises. Par ailleurs, il a été montré (NAYLOR et al. 1969) que, dans un sol riche en matière organique, une partie du calcium n'est que très difficilement déplaçable par le sodium.

- la sulfato-réduction provoque une filtration des éléments fournis par la nappe (immobilisation des sulfures), mais cette filtration n'est que partielle. Une partie des sulfates s'accumule en surface du sol. Il s'agit de sulfate de sodium. Le sulfate de calcium (gypse) n'est pas représenté.

4. Variabilité dans l'espace des caractères des sols de ces paysages marécageux.

Dans la partie sud du polder BERIM, une vingtaine d'autres profils ont été caractérisés morphologiquement et analytiquement. Par rapport au profil n° 6, la variabilité des caractères concerne principalement l'intensité :

- de la sulfato-réduction en profondeur,
- de l'extraction de la matière organique du sédiment,
- de la dégradation de la structure.

Comme celles des eaux de la nappe phréatique, ces variations ne sont pas ordonnées dans l'espace. On n'a pas mis en évidence des "chaines de sols".

A titre de comparaison, les résultats analytiques d'un autre profil (n° 6 bis) sont présentés (Tableau XXXVII) ; Figure n° 43). Ce profil a été prélevé à 100 m seulement du précédent, mais en Août 1970. Les résultats tiennent ici compte du rôle de la matière organique dissoute. On peut en effet considérer que cette matière organique a une forte capacité d'échange, et que celle-ci est saturée. Or les cations constituant cette "garniture cationique" ont été dosés comme éléments "solubles". L'équilibrage de l'analyse (somme des cations/ somme des anions, en mé) suppose donc qu'on attribue à cette matière

TABLEAU XXXVII . LES CARACTERISTIQUES ANALYTIQUES DU PROFIL n° 6 bis.

A. Composition saline de l'extrait au 1/2.

Profondeur	EC ₂ mmhos	Cations en mé/100 g					Anions en mé/100 g					Données calculées			
		Ca	Mg	Na	K	Somme	Cl	SO ₄	CO ₃	HCO ₃	M.O.	Somme	Na/K	Cl%	SO ₄ %
0-1 cm (salant noir)	66,5	2	2	467	1,9	472,9	14,3	57,2	80	266	38,4	455,9	246	3,5	14
1-5 cm	19,8	1,6	0,3	74,5	0,4	76,8	6,1	33,2	9,5	29,3	3,1	81,2	187	8	43
5-10 cm	10,6	0,5	1,2	29,1	0,2	31	3,3	17,4	1,8	9	2,3	33,8	146	11	55
10-20 cm	13,3	0,75	0,4	38,9	0,2	40,25	3,6	25,2	1,5	10,5	3,3	44,1	195	9	62
45-55 cm	6,7	0,45	0,6	14,6	0,2	15,85	1,9	8,8	0,4	5,5	1,8	18,4	73	11	53
60-70 cm	6,1	0,45	0,4	12,7	0,1	13,65	1,2	10,6	0	1,5	0,9	14,2	127	9	80

B. Autres données chimiques - Capacité d'échange - Bases échangeables.

	pH		E.C. mmhos	MO %	T mé/100g	Na/T %	SAR	K/T %	Carbonates totaux %
	eau	Kcl							
0-1 cm (salant noir)	9,7	9,7	266	21,2	55	62	330	3	23
1-5 cm	10,5	10,2	54,2	7,4	58	60	76	5	11,6
5-10 cm	10,4	9,8	26,2	8,9	44	60	32	5,6	3,9
10-20 cm	10	9,5	30,6	13,4	67	60	51	3	2,3
45-55 cm	9,7	8,7	14,9	12,6	67	57	20	2	1,4
60-70 cm	8,8	7,9	9,3	22,9	51	52	20	2	1,7

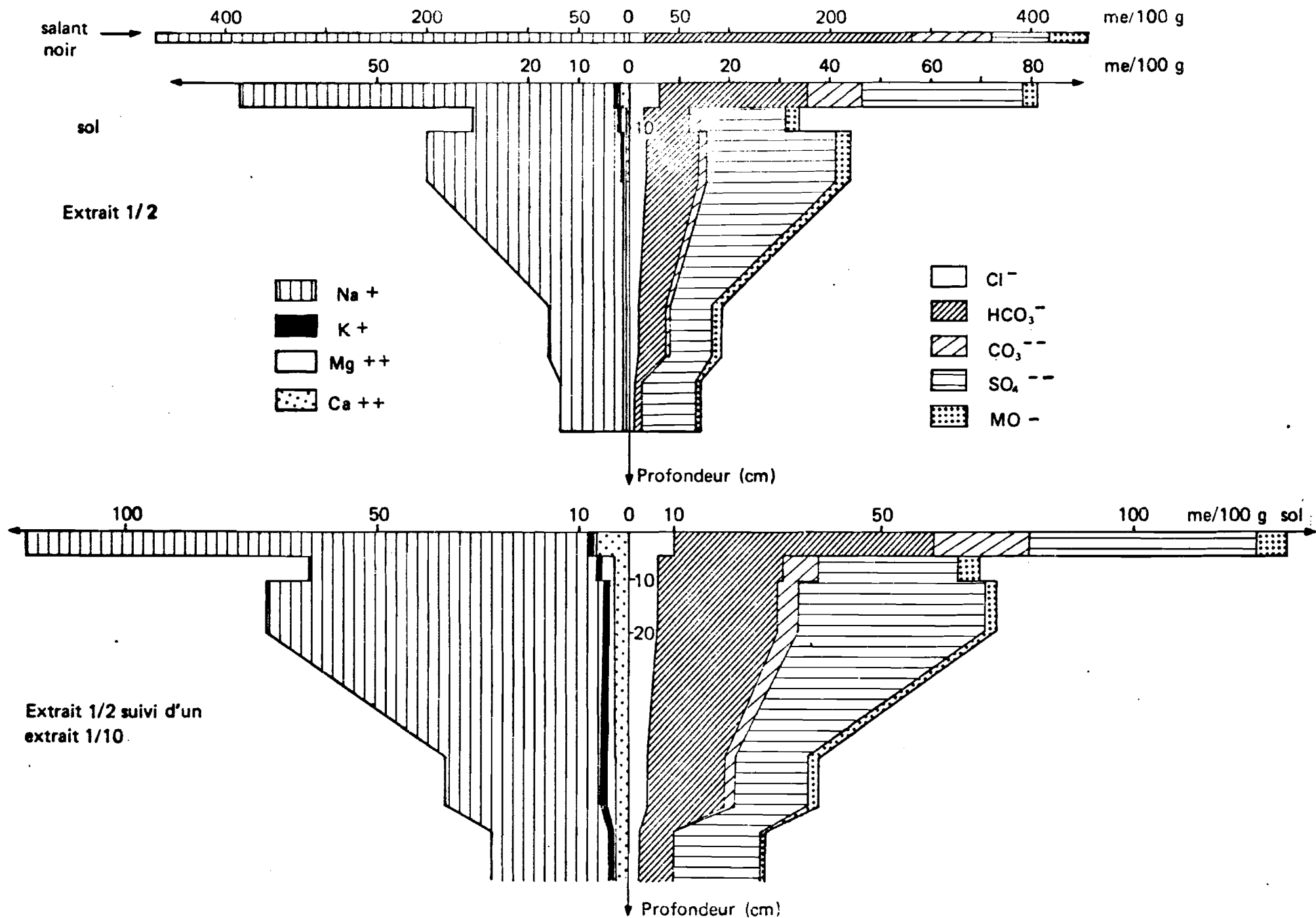


Fig. 43 - Répartition et nature des sels solubles dans le profil n° 6 bis

organique le rôle d'un "anion". Sa capacité d'échange a été choisie de 300 mé/100 g de sol ; la somme des anions, y compris le taux de matière organique % $\times 3$, équilibre effectivement la somme des cations.

5. Etude particulière du salant noir.

La caractéristique de ces sols, c'est la présence en surface du salant noir. Son étude particulière a été menée sur des échantillons prélevés soit en BERIM sud, à l'emplacement du profil n° 6, soit dans un autre polder de 15 ans d'âge, CARRE.

A. Les données minéralogiques et microscopiques.

L'étude a porté sur des efflorescences salines noires en forme de champignons de 1 à 3 cm de diamètre. La croûte externe est un enduit noir, d'aspect goudronneux, qui entoure une zone cristalline blanche. L'examen aux rayons X montre que ces deux zones n'ont pas tout à fait la même composition saline :

- la croûte noire contient de la thermonatrite, ($\text{Na}_2\text{CO}_3, \text{H}_2\text{O}$) très peu de trona ($\text{NaHCO}_3, \text{Na}_2\text{CO}_3, 2 \text{H}_2\text{O}$).

- le noyau blanc contient du trona, de la thermonatrite et de la nahcolite (NaHCO_3).

Il s'agit donc de bicarbonates et carbonates alcalins variant en particulier par leur degré d'hydratation.

L'examen au microscope à balayage de la tranche extérieure de 2 mm d'épaisseur révèle (Planche III, photographie n° 5) que la couche noire est une pâte amorphe qui enrobe les cristaux. La densité des cristaux disséminés dans cette pâte diminue de l'intérieur vers la paroi externe. En surface même seuls émergent quelques rares cristaux. Cette disposition relative semble indiquer que la cristallisation des carbonates est antérieure à la mise en place de la pâte organique.

La forme en champignon de l'échantillon, le fait que celui-ci soit creux, et l'absence de sulfates parmi les cristallisations, pourraient correspondre précisément à un milieu réducteur :

- où la sulfato-réduction serait totale.

- où du méthane serait produit. Le méthane est peu soluble. Il provoquerait par sa progression et son piégeage vers la surface, ces boursouflures en forme de champignons.

Ces observations microscopiques sur le salant noir d'un sol de 15 ans confirment et précisent l'interprétation qui avait été proposée lors de l'étude du profil n° 1 : "le salant noir apparaît comme résultant de l'extraction d'une fraction de la réserve organique sédimentaire au niveau de chacune des organo-reliques. Cette matière organique diffuse et se réorganise au niveau des surfaces évaporantes, en mélange avec des cristaux de carbonates.

B. Les données chimiques.

a) Les teneurs en carbone ont été mesurées sur des extraits aqueux du salant noir prélevé en surface du profil n° 6. Pour des rapports de dilution sol/eau de 1/10, les teneurs sont de 6,1 à 6,2 g de carbone par litre d'extrait, soit 11 % de matière organique dans le salant lui-même. Ces teneurs sont du même ordre après filtration sur millipore 0,45 micron, ce qui montre qu'il s'agit d'une matière organique "soluble".

b) Les teneurs en calcium de ces mêmes extraits sont de 11 à 14 me/l, avec ou sans passage sur filtre millipore 0,45 micron. Ces valeurs sont très élevées si l'on tient compte de la présence de l'anion CO_3^{--} dans l'extrait. Le produit de solubilité de CaCO_3 est en effet très faible. Deux explications sont proposées :

- le salant noir contient des complexes organo-calciques. Leur existence dans des sols sodiques a été décrite par NIGHTINGALE (1967), quoique leur importance soit contestée (KHAN, 1970). La dépolymérisation de la matière organique, en particulier, libérerait des molécules complexant le calcium (BERNER, 1968).

- la matière organique inhiberait le développement des germes de CaCO_3 (SUESS, 1970 ; CHAVE et al. 1970 ; TRICHET, 1967, 1971).

Le calcium dosé par absorption atomique sur des extraits aqueux de salant noir correspondrait donc : - à du calcium réellement soluble, - à des complexes organo-calciques, - et enfin à des nano-cristaux de calcite.

c) Les teneurs en magnésium sont de 2,5 à 3 mé/l d'extrait sans que la filtration ne modifie cette teneur. Les teneurs en fer sont de 60 à 65 mg/litre d'extrait. Dans les divers extraits le rapport fer sur carbone reste du même ordre, 1 %. Les teneurs en manganèse enfin sont très faibles : 1,2 mg/l.

C. Conclusion.

Le salant noir est composé d'une matière organique solubilisable, pâte amorphe enrobant des cristaux de carbonate de sodium. Son mode de genèse est double ; il résulte en effet :

- soit d'un contact entre le sédiment organique et une lame d'eau de submersion devenant carbonatée - sodique par évaporation.
- soit d'un contact entre ce même sédiment et des solutions remontant par capillarité à partir d'une nappe, dans un paysage marécageux.

III. L'EVOLUTION D'UN SOL A SALANT NOIR EN CAS DE BAISSSE DU NIVEAU DE LA NAPPE (Profil n° 7).

Cette évolution a été suivie dans une autre partie du secteur sud de BERIM, plus éloignée des barrages que les profils n° 6 et 6 bis. La baisse régionale du niveau du plan d'eau entre 1966 et 1971 s'est répercutée de façon plus nette au niveau de ce profil.

1. En 1966, les sols de cet emplacement étaient à accumulation saline superficielle de salant noir, avec une nappe phréatique à 12 cm de profondeur (niveau piézométrique). La description et les résultats analytiques déjà présentés (CHEVERRY, 1968 a) sont proches de ceux du profil n° 6. Le salant noir était alors composé presque exclusivement de carbonate de sodium.

2. En 1967 et 1968, alors que le niveau de la nappe baissait progressivement, l'accumulation saline est restée superficielle, mais la proportion de sulfates par rapport aux carbonates a augmenté. On a observé l'apparition d'un sulfate double de sodium et de magnésium : la bloedite, qui a pu être identifié aux rayons X. Ce sel est en faible quantité par rapport au sulfate de sodium. On note de plus que la couleur noire du profil s'est atténuée.

3. Dans un troisième temps, 1969 à 1971, on observe qu'avec l'accentuation de la baisse du niveau de la nappe, l'accumulation devient subsuperficielle.

- En Avril 1969, en fin de saison sèche, on constate que les premières taches de sulfures n'apparaissent plus qu'à 30 cm de profondeur, alors que la nappe est à 70 cm de profondeur.

TABLEAU XXXVIII. COMPOSITION CHIMIQUE DES EXTRAITS AQUEUX, AU 1/2, DU PROFIL N° 7.

Profondeur (cm)	EC ₂ mmhos	Cations, en mé/100 g					Anions, en mé/100 g					Données calculées				
		Ca	Mg	Na	K	Somme	Cl	SO ₄	CO ₃	HCO ₃	MO	Somme	Cl % Anions	SO ₄ % an.	Na/K	SAR
0 - 5 cm	1,8	1,45	1	1,85	0,35	4,65	0,3	0,45	0,4	2,8	0,4	4,35	8	11	5,3	1,7
5 - 10 cm	2,45	1,55	1,2	2,15	0,35	5,25	0,25	0,45	0,6	3,35	0,4	5,05	5	10	6,1	1,8
10 - 20 cm	2,45	1,85	2,2	5,35	0,8	10,2	0,4	1,75	0,55	4,95	2,35	10,0	5	23	6,7	3,8
25 - 35 cm	3,45	1,55	2,7	5,15	0,85	10,25	0,45	2,75	0,2	3,1	2	9,5	7	42	6,1	3,5
40 - 50 cm	3,51	1,15	3,5	3,4	0,7	8,75	0,4	3,4	0,2	2,7	1,55	8,25	6	51	4,9	2,2

TABLEAU XXXIX. AUTRES CARACTERISTIQUES PHYSICO-CHIMIQUES DU PROFIL N° 7.

Profondeur (cm)	Données de terrain *		pH		M.O. %	CO ₃ % total	Complexe adsorbant		
	Eh	pH	eau	KCl			T, mé/100g	Na/T %	K/T %
0 - 5 cm			9,8	8	4	2,7	47	40	12
5 - 10 cm			9,9	8,1	3	3,1	48	50	8
10 - 20 cm	+ 340 à 400	8,4 à 8,6	9,7	8	6,1	1,8	47	35	4
25 - 35 cm	+ 40 à + 135	7,6	9,4	7,9	5,5	0,3	28	22	2
40 - 50 cm	0 à + 40	7,05	8,8	7,5	6,5	0,3	35	24	2

* Les données de terrain ont été relevées en Avril 1969, alors que toutes les données de laboratoire sont relatives à Août 1970.

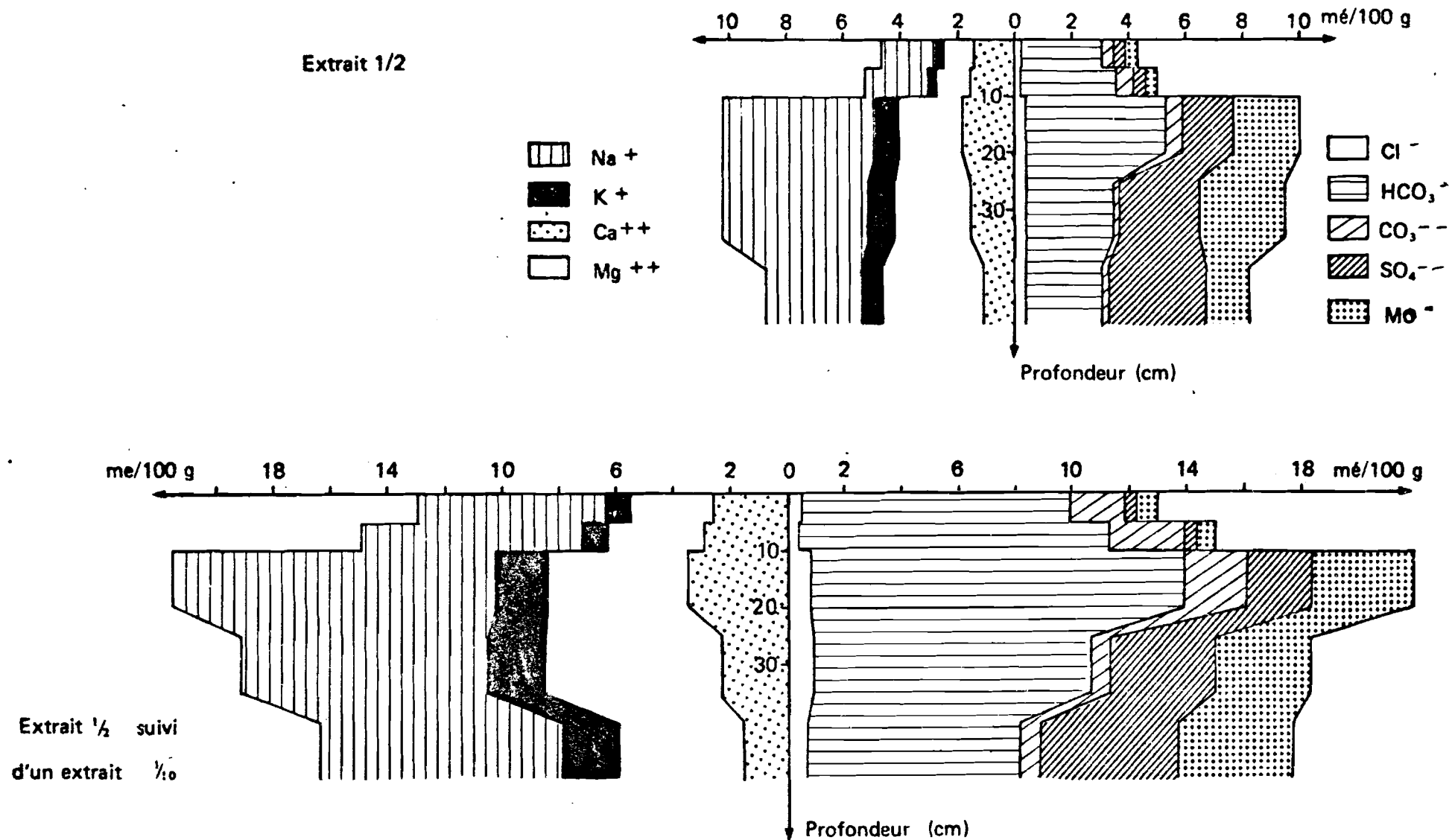


Fig. 44 - Répartition et nature des sels solubles dans le profil n° 7

- En Août 1970, en saison des pluies, avec une nappe à 53 cm, on note que le potentiel redox de tous les horizons et des eaux de la nappe est devenu nettement positif (supérieur à + 270 mvolts). Le lessivage partiel des sels laisse comme anion dominant dans l'horizon superficiel l'anion HCO_3^- , avec présence de CO_3^{--} . Le pH est très élevé, 9,8. Le degré d'alcalisation également: le sodium occupe 40 à 50 % des bases échangeables.

Dans les horizons sous-jacents l'anion sulfate, le calcium, sont peu représentés et la valeur du rapport $\text{Ca}^{++}/\text{Mg}^{++}$ inférieure à l'unité. On peut remarquer que la richesse particulière de ces horizons en Mg^{++} et K^+ correspond aux fortes teneurs attribuées, du point de vue anionique, à la matière organique dissoute.

Ainsi, en raison de la baisse du niveau de la nappe depuis 1966, la partie supérieure de ce profil n° 7 s'est :

- partiellement déssalée, sans perdre son caractère alcalin,
- fortement appauvrie en matière organique,
- dégradée en ce qui concerne ses propriétés physiques, comme le montrent les valeurs assez faibles des taux d'agréats de la méthode de HENIN (Tableau XLV).

A cette dégradation superficielle correspond l'apparition en début de saison des pluies de mares d'eau purineuses, qui révèlent la tendance du sol à se colmater, à s'imperméabiliser.

IV. L'EVOLUTION DES SOLS DES PAYSAGES MARECAGEUX VERS LES SOLS DES TRONATIERES.

1. Introduction.

L'évolution qui vient d'être décrite en cas de baisse du niveau de la nappe n'est pas la seule observée. La baisse peut en effet survenir après une période alcaline suffisamment longue pour que les propriétés des horizons supérieurs vis à vis de l'eau aient été profondément modifiées. On s'achemine alors vers la genèse de sols proches de ceux observés dans les "tronatières".

Ces sols des "tronatières" et plus généralement des "ouadis" ont été étudiés par MAGLIONE (1966 à 1974) dans le cadre d'une étude géologique et géochimique. Dans ces sols, la sulfato-réduction en profondeur est totale. Le régime hydrique est exsudatif. Les sels s'accumulent par une dynamique "per ascensum". Il s'agit de carbonates alcalins avec présence localement de silicates sodiques (magadiite, kanémité) ou d'aluminosilicates à structure zéolitique (mordénite).

On se propose de décrire et d'analyser quelques étapes de l'évolution qui conduit des sols des paysages marécageux des polders à ces sols de tronatières.

2. La première étape : la disparition de la végétation de roseaux et ses conséquences.

La première étape du passage des sols des paysages marécageux aux sols des tronatières est marquée par la disparition de la végétation des roseaux, conséquence d'une salure du sol devenue excessive. Cette étape a été observée dans le polder de CARRE où, par suite de très fortes infiltrations sous le barrage, une lame d'eau de submersion s'est maintenue sur la majeure partie du polder pendant plus de dix ans. La concentration de ces eaux atteignait 40 g de sel par litre (Tableau VIII, dernière ligne). On observe dans les parties exondées les témoins d'une végétation de roseaux morte : les tiges sont transformées en mèches évaporantes, couvertes de sel. Les racines se décomposent, accentuant la sulfato-réduction.

La disparition de cette végétation, de sa litière, entraîne une diminution de l'intensité des "phénomènes générateurs de CO_2 ",* de la production d'acides organiques. Ceux-ci neutralisaient partiellement l'alcalinité du milieu et tempéraient le pH. Leur importance moindre favorise une forte alcalisation des argiles superficielles. En saison des pluies, lorsque le milieu est dilué par ces eaux météoriques, (diminution du rôle flocculant des sels) on observe une très forte dégradation des propriétés physiques. L'imperméabilisation de la surface du sol assure une meilleure séparation entre l'atmosphère proprement dite (riche en oxygène) et le sol, favorisant ainsi la sulfato-réduction. On observe dans le profil un horizon très noir, à forte odeur d' H_2S .

* L'expression de "phénomènes générateurs de CO_2 " est due à SCHOELLER (1958).

3. La deuxième étape : l'accentuation de la dégradation de la structure et de l'extraction de la matière organique.

Les données suivantes ont été observées dans la partie nord du polder de GANATIR, âgé de 50 ans. On note l'accentuation de certaines conditions générales du sol : baisse du potentiel d'oxydo-réduction, augmentation du pH "in situ" (Tableau XL).

A l'ouverture de ce profil, du méthane se dégage. Sa pression partielle dans l'atmosphère du sol, mesurée grâce à un détecteur, est de 0,5 % d'atmosphère. Le gaz caractéristique du sol n'est plus CO_2 , mais un mélange $\text{H}_2\text{S} - \text{CH}_4$.

Ce type d'évolution, dont les transitions ont été notées dans ce même polder de GANATIR, s'est produit dans des profils où la succession des matériaux sédimentaires est identique à celle relevée dans des polders plus jeunes.

TABLEAU XL. QUELQUES CARACTERISTIQUES DU PROFIL GANATIR.

Profondeur (cm)	Mesures "in situ"		Mesures en laboratoire, après séchage à l'air						
	Eh (mvolts)	pH	pH	MO %	EC ₂ mmhos	Stabilité des agrégats			Perméabilité cm/h
						Alcool	Eau	Benzène	
0-2 cm	-325*		10,2	5,7	55	35	18	17	4,9
2-5 cm	-55		10,6	5,4	22	49	36	31	2,9
5-10 cm	-130		10,7	4,2	25	56	48	34	3,2
20-30 cm	-245	9,6	10,1	10,2	62	57	51	46	2,1
35-45 cm	-245	9,5	10,7	8,8	85	58	55	49	2,2

* Mesures en Août 1970. La surface du sol est humide et c'est l'accumulation superficielle de salant noir qui est à l'origine du Eh très bas.

A cette accentuation des conditions générales (pH, Eh), deux catégories de phénomènes paraissent liés :

A. La dégradation de la structure et ses conséquences sur le régime hydrique du sol.

Dans ce profil de GANATIR, les taux d'agréats stables à la méthode de HENIN sont faibles (Tableau XLV). En saison sèche, l'horizon superficiel (0 à 8 cm), très sec, a une structure particulière ("poudreuse") (Planche V, photographie n° 6), qui rend le sol très sensible à ^{l'érosion} ~~la déflation~~ éolienne. Ce mulch superficiel, d'un tout autre type que celui décrit en surface des sols de la voie "saline neutre", réduit l'évaporation. On passe brutalement à sa base à un horizon très humide, dont la limite supérieure est noire (liséré de matière organique solubilisée).

B. L'extraction de la matière organique.

Ce liséré organique en limite des remontées capillaires n'est qu'une des manifestations de l'extraction de la matière organique du sédiment à tous les niveaux du profil, et de sa mobilisation :

a) On observe cette matière organique solubilisée aussi bien dans les eaux de surface que de profondeur :

- Les eaux des mares superficielles de saison des pluies sont de couleur noire car elles dissolvent le salant noir de surface.

- La nappe phréatique est noire et riche en matière organique dissoute. Cette eau, fortement minéralisée (88 mmhos), carbonatée-sodique est par ailleurs riche en silice (500 ppm) et parmi les éléments traces, en vanadium (1600 δ /1).

b) On observe dans le sol la différenciation morphologique de cette matière organique. Les variations de sa distribution se manifestent de deux manières :

- Certaines faces des éléments structuraux prismatiques sont couvertes d'un enduit de couleur brune, organique.

- Dans l'horizon supérieur de ce type de sol, on observe localement des masses arrondies, de 3 à 6 mm de diamètre, noires, tranchant sur la gangue gris-claire : ce sont des glaebules noirs.

Une étude microscopique a montré que ces glaebules noirs n'étaient probablement pas des corps étrangers, hérités par un processus d'apport, mais qu'ils s'étaient différenciés sur place ; en effet :

- . les plasmas de la gangue et des glaebules présentent des traits communs : caractère cristique, présence de diatomées.

- . différentes étapes de l'individualisation des glaebules ont été observées (couleur, modalités d'apparition des fissures les délimitant) et on a noté en particulier des glaebules dont certaines plages avaient encore les caractères de la gangue.

- . des glaebules plus clairs que la gangue sont également notés, par appauvrissement.

Du point de vue chimique, l'analyse totale tri-acide révèle des différences assez nettes entre gangue et glaebule : le glaebule est plus riche en SiO_2 (des silicates), en Al_2O_3 et Fe_2O_3 que la gangue mais nettement moins riche en CaO . Les valeurs du rapport $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$ sont du même ordre (3,7).

Les teneurs du glaebule et de la gangue en matière organique sont proches, mais la matière organique de la gangue est assez proche de la lignine, alors que celle du glaebule est plus évoluée : quinones, azote hétérocyclique (étude particulière au chapitre VIII).

4. Conclusion.

L'évolution des sols des paysages marécageux vers les sols des tronatières est donc liée à la disparition de la végétation, elle-même liée à la durée de la phase hyperalcaline à salant noir. La sulfato-réduction, la dégradation de la structure, l'extraction de la matière organique du sédiment, s'intensifient.

V. LES SOLS DES OUADIS A TRONA.

Une caractérisation de ces sols a été réalisée dans l'ouadi de LATIR, située à 20 km au Nord de la ville de BOL (Fig. n° 8). Cet ouadi a été isolé du lac au quaternaire récent et a été remis en eau lors des périodes de hautes eaux du lac Tchad. L'ouadi, dominé de 10 à 15 m par le massif dunaire, est coupé en deux par une petite levée sableuse de 20 m de large et de 1 m de dénivelée.

Un cheminement topographique recoupant l'ensemble de l'ouadi a révélé que la partie ouest était 1,5 m plus basse que la partie est, et que les sols correspondants étaient assez différents. Deux hypothèses peuvent être envisagées pour rendre compte de ces différences :

- une hypothèse d'ordre sédimentologique : malgré la faible hauteur de la levée les séparant, chaque moitié de l'ouadi aurait eu ses propres conditions de sédimentation.

- une hypothèse d'ordre pédologique : l'héritage sédimentologique aurait été homogène, mais l'histoire des sols aurait été différente selon la partie considérée, ce qui aurait provoqué secondairement la différenciation topographique du fond de cet ouadi.

L'étude de deux profils permet d'avancer quelques arguments en faveur de cette deuxième hypothèse :

1. Etude d'un sol de la moitié est de l'ouadi : profil n° 8.

Le profil est situé dans la partie centrale et plane de cette moitié est.

La nappe phréatique est légèrement en charge, à 113 cm de profondeur (niveau piézométrique : 103 cm). La couleur des eaux est noire, leur potentiel redox très bas : - 230 mvolts, leur pH in situ supérieur à 9,5. Aucun dégagement de méthane n'est noté, mais l'odeur de H_2S est nettement perceptible. Cette eau fortement minéralisée (80 g/l) contient 122 g de silice par litre. Le sol ne porte aucune végétation, par suite de sa salure excessive.

A. Les données morphologiques.

- 0 à 0,3 cm : Croûte saline, sèche, dure, continue, zônée. La croûte superficielle est blanc-gris, d'1 mm d'épaisseur, continue, rubannée. Sous-jacente, une croûte noire, extrêmement dure, qui épouse la forme de la première croûte et dont l'épaisseur est d'1,5 mm. La partie inférieure est brun-sombre, légèrement humide, ponctuée de micro-cavités ; elle adhère au sol sous-jacent. Aux rayons X, les raies du trona et de la calcite ont été décelées.
- 0,3 à 7 cm : Horizon humide, brun-gris très sombre (2,5 YR 3/2) ; nombreuses taches jaunâtres à limites diffuses. Quelques petits amas blancs cristallisés ; structure prismatique peu nette, de la hauteur de l'horizon, marquée par des fentes espacées de 5 à 15 cm. Porosité fine, semi-fermée, au contact de la croûte saline. La masse elle-même est très peu poreuse. On observe une nette tendance à l'arrondissement du sommet des prismes grossiers. Très vive effervescence avec HCl. Cet horizon correspond à une certaine accumulation de matière organique solubilisée.
- 7 à 52 cm : Horizon humide ; légèrement plus clair que l'horizon précédent ; dans la masse, nombreuses et grandes taches brun-sombre (7,5 YR 3/2) ; argilo-limoneux ; structure prismatique très peu nette, marquée par quelques fines fentes de retrait, distantes de 15 à 20 cm ; les débits sont fragmentaires, à angles vifs ; les cassures de la masse des éléments présentent une allure rayonnante ; quelques pores de taille moyenne à enduit organique brun ; légère odeur d'H₂S. Cet horizon correspond à des mouvements localisés de matière organique, sur les parois notamment.
- 52 à 82 cm : Horizon humide ; gris-sombre (5 GY 4/1) ; assez nombreuses taches jaunâtres ou brunes dans la masse ; la teinte d'ensemble s'éclaircit à la base de l'horizon (5 GY 5/1) ; nette odeur de H₂S ; structure polyédrique moyenne assez nette ; quelques pores de taille moyenne, couverts d'un fin poudrage blanc ; très vive effervescence avec HCl.
- 82 à 113 cm : Horizon saturé en eau ; gris-verdâtre ; structure prismatique grossière nette, avec des plaquages bruns sur toutes les parois ; les éléments structuraux sont très consistants ; forte odeur de H₂S ; très vive effervescence avec HCl.

B. Le régime hydrique de ce sol d'ouadi.

Malgré la profondeur de la nappe, plus d'un mètre, le régime hydrique du profil n° 3 reste exsudatif puisque le sol est humide, proche de l'humidité à pH 3 dès 2 cm de profondeur. Le comportement hydrique du matériau argilo-humifère hérité de la sédimentation, qui était caractérisé par une certaine hydrophobie lorsque les sols de polders suivaient la voie d'évolution "saline neutre" est ici modifié par l'alcalinité prolongée du milieu. Tout se passe comme si l'hyperalcalinité du milieu, solubilisant une forte partie de la matière organique du sédiment, "libérait" l'argile de ses combinaisons organo-minérales et lui faisait retrouver ses propriétés de gonflement intrinsèques.

Le régime hydrique de ces sols devient alors celui de sols argileux soumis à l'action d'une nappe phréatique et caractérisés par des remontées capillaires jouant sur de grandes hauteurs mais avec de faibles débits, par suite de la faible taille des capillaires.

C. Les données analytiques (Tableaux XLI et XLII).

Des extractions par une presse des solutions du sol à la base du profil furent effectuées. Ces solutions ont un pH de 9,5 et ne contiennent plus de calcium ni de magnésium solubles. C'est là une différence importante avec les sols des paysages marécageux de 15 ans où l'alcalinité était masquée à la base du profil par les très fortes pressions partielles de CO_2 et ne se développait que progressivement vers le sommet du profil.

Une seconde différence tient à la valeur beaucoup plus faible du rapport Na/K, qui est ici inférieure à 10. Le potassium qui dans les polders semblait piégé, notamment par la végétation, rentre ici dans le circuit des solutions.

Les autres caractéristiques sont proches de celles des profils précédents : l'accumulation saline est superficielle ; les sulfates ne sont ici que partiellement réduits dans le profil et représentent encore 50 % des sels en surface.

D. Interprétation et conclusion de l'étude du profil n° 8.

. Ce sol est beaucoup plus âgé que tous ceux précédemment décrits, qui étaient des sols de polders, exondés depuis 50 ans au plus. Ici l'âge du sol n'est pas connu, mais se chiffre en centaines ou même en milliers d'années.

. La succession sédimentaire des matériaux présente cependant des points communs avec celle observée dans les polders, en particulier la présence du niveau d'argile structurée en profondeur. Le matériau superficiel est plus riche en limon.

. Ce sol a été différencié par la voie "alcaline" : - l'accumulation superficielle de salant carbonaté-sodique, partiellement noir ; - la dégradation de la structure ; - l'extraction de matière organique, sont autant de traits caractéristiques des sols de cette voie "alcaline".

TABLEAUX XLI et XLII. CARACTERISTIQUES CHIMIQUES DU PROFIL N° 8.

- sur échantillons séchés à l'air (tableau XLI)

- sur les solutions du sol (tableau XLII)

Profondeur	pH	E.C. mmhos	M.O. %	Cations, mé/100 g				Anions, mé/100 g				T mé/100g	Données calculées				
				Ca+Mg	Na	K	Somme	Cl	SO ₄	CO ₃	HCO ₃		Somme	Na/K	SAR	Cl %	SO ₄ %
0 - 0,3 cm	9,8	110	5,1	0,2	680	114	794	8,4	420	360	tr.	788		6	2150	1	53
0,3- 7 cm	10	77	3,2	0,2	290	37	327	5,2	167	136	22	327	35	7,8	917	1,6	51
10 - 20 cm	10,2	53	5,5	0,2	150	24	174	2,3	94	78	2	176	40	6,3	474	1,3	53
40 - 50 cm	10,3	49	5,5	0,2	130	20	150	2,4	84	62	2,5	151	55	6,5	411	1,6	56
52 - 62 cm	10,4	41	3,8	0,2	96	16,5	113	2,2	62	48	3	115	35	5,8	304	1,9	54
65 - 75 cm	10,5	46	2,9	0,2	116	18,5	135	2,4	74	57	1	134	35	6,3	367	1,8	55
90 - 100 cm	10,4	39	3,25	0,2	94	15	109	1,8	62	48	1	113	30	6,3	297	1,6	55
Solutions du sol extraites à la presse entre :																	
40 - 50 cm	9,5	85		1	1200	208	1409	28	730	560	160	1478		5,8	1697	1,9	49
65 - 75 cm (ions en me/l)	9,6	92		1	1780	290	2071	36	870	800	200	1906		6,1	2517	1,9	46

Mais ce sol continue sur cette voie alors que la nappe phréatique est maintenant relativement profonde. L'abaissement du niveau de cette nappe n'a pas été ici suffisant pour réorienter ce sol sur la voie "saline neutre".

2. Etude d'un sol de la moitié ouest de l'ouadi : profil n° 9.

La surface du sol est là encore stérile.

A. Les données morphologiques (description sommaire sur la figure n°45):

- Tous les horizons ont une structure massive, très dégradée et ceci sur toute l'épaisseur observée (4 mètres). La structure typique de l'"argile structurée" a totalement disparu. La sulfato-réduction en profondeur est intense, et ceci sur plusieurs mètres d'épaisseur.

- A 4 mètres de profondeur, la nappe phréatique n'est pas encore décelée, ce qui signifie qu'elle est en charge sous une tranche de sédiments encore plus épaisse. Malgré cette absence de nappe proprement dite, tous les horizons sont très humides.

B. Les données analytiques.

- L'accumulation saline est superficielle, intense et correspond presque exclusivement à des carbonates alcalins, avec un rapport Na/K relativement faible. Les sulfates sont peu représentés et les alcalino-terreux pas du tout (dans les sels solubles à l'eau).

- La partie supérieure du profil est appauvrie en matière organique, mais pas la partie inférieure, qui est imprégnée dans sa masse par une matière organique solubilisable, donnant à l'horizon une teinte brune.

TABLEAU XLIII . CARACTERISTIQUES CHIMIQUES DU PROFIL N° 9.

Profondeur (cm)	pH	MO %	CO ₃ % total	EC ₂ mmhos	Cations en mé/100 g				Anions en mé/100 g				
					Ca+Mg	Na	K	Somme	Cl	SO ₄	CO ₃	HCO ₃	Somme
0-1 cm	9,6	1,6	54	100	<0,2	520	124	644	14	94		500	608
30-40 cm	9,6	4,1	30	57	<0,2	172	24	196	8	26	120	42	196
55-65 cm	9,7	5,1	32	62	<0,2	196	28	224	11	32	200	0	243
100-115 cm	9,6	7,0	35	61	<0,2	200	28	228	9	28	168	42	247
140-160 cm	9,8	10,0	44	68	<0,2	230	29	259	10	35	220	10	275
340-360 cm	9,8	14,9	32	60	<0,2	216	27	243	10	44	188	40	282

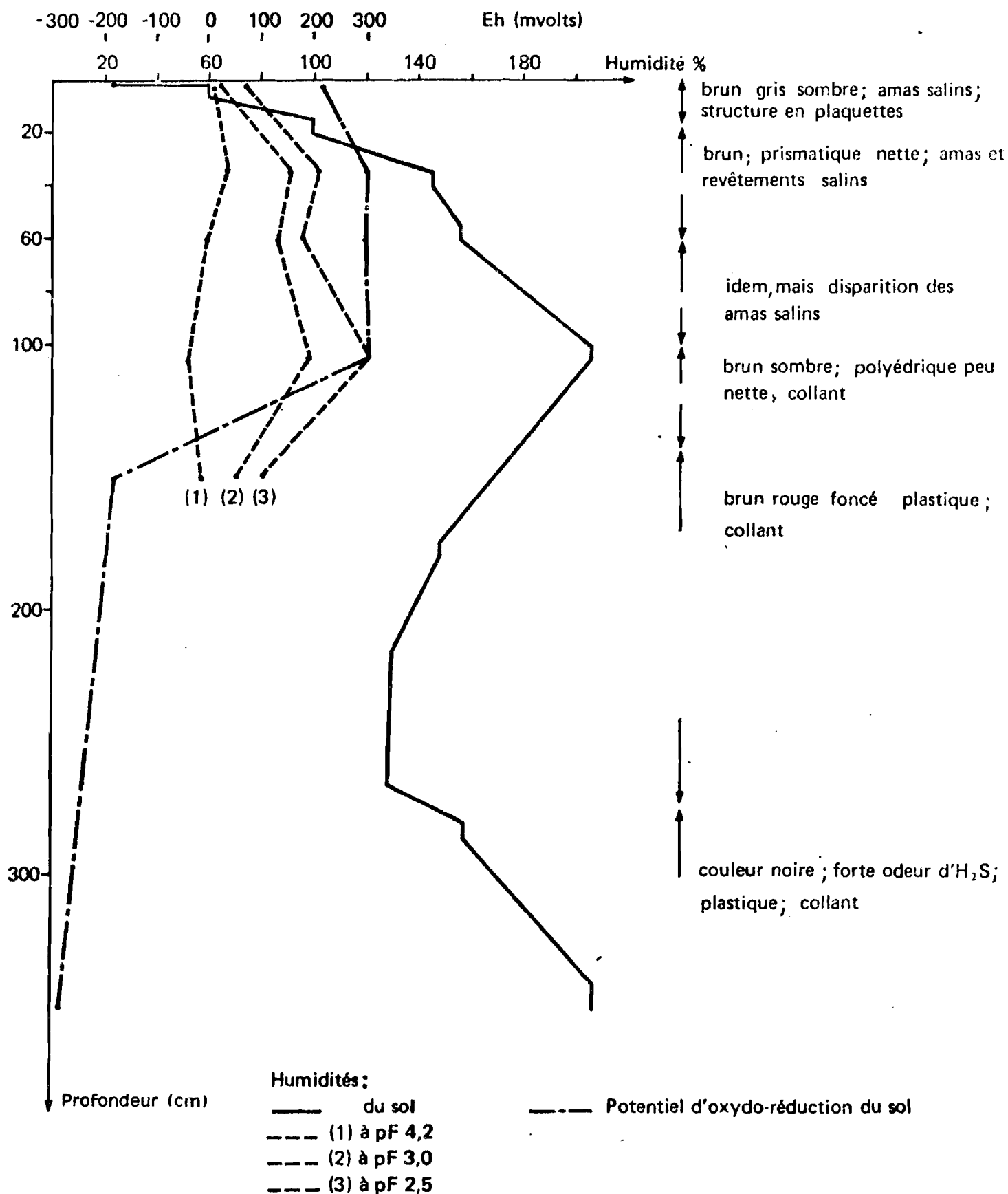


Fig. 45 - Quelques caractères d'un sol de l'ouadi LATIR

C. Interprétation du profil n° 9.

- Le régime hydrique de ce sol est, malgré le fait que la nappe soit en charge à une profondeur importante, exsudatif. Ce sol fonctionne comme une "saline" ; il produit ici du carbonate de sodium, (et de potassium) presque pur.

- La réduction des sulfates est plus complète et la dégradation de la structure est plus marquée encore que dans le profil n° 8.

En ce sens, le profil n° 9 peut être considéré comme le terme observé de la différenciation des sols par la voie "alcaline".

3. Interprétation de l'histoire des sols dans l'ouadi LATIR.

L'analyse pédologique précédente révèle que les sols de la moitié ouest de l'ouadi sont engagés plus avant dans la voie "alcaline" que ceux de la moitié est. Ceci se traduit par un artésianisme beaucoup plus marqué : la nappe est en charge de plusieurs mètres dans le profil n° 9 alors qu'elle ne l'était que de 10 cm dans le profil n° 8. Ceci pourrait se traduire également par une sensibilité plus grande à la déflation éolienne dans les secteurs non protégés par une croûte saline : la dispersion des argiles est plus complète en milieu exclusivement carbonaté sodique. Selon cette hypothèse, c'est cette différence de sensibilité à ^{l'érosion} ~~la déflation~~ éolienne entre les 2 parties de l'ouadi qui entraînerait la différence d'altitude de leur fond : une tranche d' 1,5 m d'épaisseur au moins aurait été décapée dans la moitié ouest. ~~de sodium~~

VI. L'ETUDE PARTICULIERE DES DEUX TRANSFORMATIONS-CLÉS DE LA VOIE "ALCALINE" : LA SULFATO-REDUCTION ET LA DEGRADATION DE LA STRUCTURE.

La différenciation des sols par la voie "alcaline" se manifeste par deux transformations-clés : la sulfato-réduction et la dégradation de la structure.

1. La sulfato-réduction.

A. Le mécanisme.

La sulfato-réduction est la réduction, par voie bactérienne et en conditions anaérobies, des sulfates présents dans les sols. Une fraction limitée de la matière organique (en particulier quelques acides aliphatiques, quelques acides aminés et quelques sucres simples) constitue pour ces bactéries des substrats carbonés (et azotés pour les acides aminés) utilisables comme sources d'énergie. L'ion sulfate est utilisé comme accepteur final d'hydrogène. Une partie de l'hydrogène sulfuré produit se dégage à l'état gazeux, mais la majeure partie est transformée en sulfures et particulièrement en sulfures ferreux FeS facilement réoxydables. Le CO_2 résultant de l'oxydation biologique de la matière organique entraîne la formation de HCO_3^- (réaction sur le Tableau XXX) (SENEZ, 1962 ; ABQ et MALEK et al. 1963 ; WHITTIG et JANITSKI, 1963 ; TIMAR, 1965).

Dans les différents sols étudiés dans ce chapitre, l'intensité de la sulfato-réduction est apparue variable et plutôt croissante avec l'accentuation des conditions alcalines et la durée pendant laquelle le sol avait été soumis à ces conditions.

B. Les mesures expérimentales et leur interprétation.

Trois séries de mesures furent effectuées par M. JACQ, du laboratoire de Microbiologie des Sols de l'ORSTOM, à Dakar, sur des échantillons des sols des polders.

a) Analyse des échantillons frais : localisation des taches noires de sulfures de fer, dénombrement des bactéries sulfato-réductrices dans ces taches et dans l'ensemble du sol.

b) Etude de la sensibilité des bactéries sulfato-réductrices à la dessiccation lente du sol. Les sols sont répartis en couches très minces et exposés à l'air, à la température de 22°C , pendant 21 jours.

c) Etude de l'évolution des bactéries sulfato-réductrices, et de l'apparition des taches noires de sulfures, en l'absence de toute végétation, quand le sol est réhumecté brutalement (par engorgement). Le sol est réparti en colonnes plates suivant une technique déjà décrite (JACQ, 1970) et submergé. L'incubation dure 21 jours à la température ambiante.

TABLEAUX XLIV. EXPERIENCES SUR LA SULFATO-REDUCTION DANS LES

SOLS DE POLDERS.

(JACQ, com. person.)

Profil	Prof. (cm)	Type de profil	Intensité de la sulfato- réduction	Nombre de bactéries sulfato-réductrices par g de sol sec		b / a
				ensemble du sol (a) = n_1	taches noires (b) = n_2	
n° 2	13-18	Très jeune : 7 mois	+	$5 \cdot 10^5$	$9,3 \cdot 10^6$	18
n° 7	5	15 ans ; paysage marécageux	+++	$3,7 \cdot 10^5$	$5,8 \cdot 10^5$	2
CARRE	100	10 ans ; très salé et alcalin	+++++	$4,5 \cdot 10^5$	$4,2 \cdot 10^5$	1
GANATIR	50	50 ans ; très alcalin	+++++	$1,9 \cdot 10^5$	$7 \cdot 10^6$	35

Essai de dessiccation - Essai de réhumectation									
Profil	J = 0		J = 21		J = 0		J = 21		densité apparente
	Humidité %	n_1	Humidité %	n_3	Humidité %	n_3	Humidité %	n_4	intensi- té de la sul- fato- réduc- tion
n° 2	77	$5 \cdot 10^5$	9	$8,7 \cdot 10^4$	57	$6,7 \cdot 10^5$	0,73	+++	8
n° 7	44	$3,7 \cdot 10^5$	10	$6,9 \cdot 10^3$	51	$7,4 \cdot 10^5$	0,83	+++++	108
CARRE	49	$4,5 \cdot 10^5$	6,5	$8,5 \cdot 10^3$	41	$4,2 \cdot 10^4$	0,80	+++	5
GANATIR	54	$1,9 \cdot 10^5$	20,5	$7,2 \cdot 10^3$	52	$2 \cdot 10^4$	0,65	++	2

Les résultats présentés ici (Tableau XLIV) concernent d'abord le profil n° 1, c'est-à-dire un sol très jeune où la sulfato-réduction se produit localement dans le profil et en l'absence de végétation. Les trois échantillons suivants ont été prélevés dans le profil n° 6, et dans les profils du polder de CARRE et du polder de GANATIER (Chapitre VII, § IV).

L'interprétation par JACQ des résultats est la suivante :

Série I : Les échantillons de sols frais contiennent un nombre élevé de bactéries sulfato-réductrices : de 10^4 à 10^7 germes par gramme de sol sec. A titre de comparaison, ce nombre varie de 10^3 à 10^5 dans les sols de rizières du Sénégal et il est en permanence de 10^2 à 10^7 dans les sols de mangroves. Leur répartition dans le sol est presque uniforme : leur nombre est au maximum 35 fois plus élevé dans les taches noires que dans le sol entourant ces taches.

Série II : Quand ces sols sont desséchés lentement par exposition à l'air, ce qui a pour effet de placer les bactéries sulfato-réductrices anaérobies dans des conditions défavorables, le nombre de ces bactéries est divisé par 1000 environ dans le cas de CARRE, par 100 environ dans 2 autres cas, par 10 seulement dans le cas du profil n° 1. Le nombre résiduel des bactéries sulfato-réductrices reste toujours supérieur à 10^3 .

Série III : L'engorgement de ces sols et leur incubation durant 21 jours en anaérobiose a eu pour effet d'augmenter sensiblement le nombre de bactéries sulfatoréductrices dans les deux horizons de surface (profils n° 1 et 6). Une sulfato-réduction importante, localisée au niveau des débris de matière organique, sous forme de taches de dimension variable et diffuses, apparaît. Dans le cas de GANATIER en revanche, la sulfato-réduction reste limitée et le nombre des bactéries augmente peu.

JACQ propose trois conclusions, dont la dernière est agronomique.

- a) Les sols des polders étudiés contiennent un nombre élevé de bactéries sulfato-réductrices. Ce nombre est relativement stable pendant des phases de dessiccation et de réhumectation de courte durée (21 jours).
- b) La sulfato-réduction qui en résulte est une sulfato-réduction diffuse, où les taches de sulfures sont en général peu distinctes de l'ensemble du sol.
- c) La présence d'un nombre constamment élevé de bactéries sulfato-réductrices, même après des phases de dessiccation, et leur possibilité de multiplication rapide quand le sol est engorgé laisse craindre, quand ces sols seront mis en culture et irrigués, l'apparition de phénomènes de toxicité, par production

d'hydrogène sulfuré toxique, non seulement dans l'ensemble de l'horizon réducteur mais préférentiellement au voisinage des graines en cours de germination (sulfato-réduction spermosphérique) ou à la surface des racines (sulfato-réduction rhizosphérique).

Le temps pendant lequel l'horizon de surface est engorgé joue un rôle déterminant. C'est pourquoi la structure de cet horizon et en particulier les possibilités d'aération, fonction de la porosité, sont importantes. Dans les sols orientés sur la voie "saline neutre", à structure fortement développée et stable, à perméabilité élevée, l'expérience a prouvé qu'il n'y avait pas ces effets de sulfato-réduction par suite d'un ressuyage rapide après une pluie ou une irrigation.

C. Etat des composés réduits.

- Rappelons qu'il n'a pas été décelé de pyrite. La formation des cristaux de pyrite comme conséquence de la sulfato-réduction, est d'ailleurs très longue et incompatible avec des alternances de phases de dessiccation et d'humectation (JACQ, commun. personnelle). Les sulfures observés pourraient être des monosulfures eux-mêmes mal cristallisés ou "amorphes" (hydrotroïlite) (RASMUSSEN, 1961).

- Les analyses chimiques (laboratoire de DAKAR) ont révélé, que les teneurs en H_2S et en sulfures aisément déplaçables par HCl étaient notables dans les zones de sulfato-réduction : jusqu'à 3000 ppm dans le profil de GANATIR. Cette valeur est du même ordre ou supérieure à celle relevée dans les sols de mangroves du Sénégal et dans les sols salés du delta du fleuve Sénégal. Les chiffres de 0,95 % de soufre naissant dans le prélèvement du profil n° 1 et de 0,1 à 0,3 % dans les autres cas sont eux-mêmes relativement élevés.

En résumé, dans ces polders, la sulfato-réduction se manifeste de façon diffuse (allure des taches noires), peu typée (cristallisation médiocre des sulfures de fer) et relativement intense si l'on tient compte de l'âge très jeune de ces sols.

L'étude pédologique a montré que la sulfato-réduction est une des clefs de la voie "alcaline". Elle privilégie en effet en phase soluble les combinaisons du carbone (sels alcalins car d'un acide faible, l'acide carbonique) par rapport aux combinaisons du soufre (sels neutres car d'un acide fort, l'acide sulfurique).

2. La dégradation de la structure.

Cette autre transformation-clé de la voie "alcaline" est liée à la nature carbonatée-sodique de l'accumulation saline, à la forte alcalisation qui en résulte. Lorsque le milieu se déconcentre et que le rôle flocculant des sels diminue, on observe des phénomènes de dispersion, de gonflement des argiles. Le sol s'imperméabilise : c'est le cas en saison des pluies. Deux types de mesures ont été tentées en laboratoire sur des échantillons de sols des polders :

- des mesures de perméabilité par le dispositif simple d'HENIN (1960). Les valeurs, très élevées pour les taux d'alcalisation inférieurs à 5 % (5 à 15 cm/h), diminuent très fortement lorsque Na/T passe de 5 à 15 %, puis lentement pour des taux d'alcalisation plus élevés (4 à 0,5 cm/h) (CHEVERRY, 1969). Les travaux de Mc NEAL (1964, 1966, 1968), WALDRON (1970) ont toutefois montré que l'interprétation des mesures obtenues ainsi reste, dans le cas de ces sols, très délicate, et que des dispositifs plus complexes (perméamètres à chambres concentriques) devaient être envisagés.
- des analyses d'agréats (HENIN, 1960) après prétraitements à l'alcool, à l'eau, au benzène. Les taux d'agréats diminuent fortement dans le cas des sols différenciés par la voie "alcaline". Les valeurs sont commentées sommairement sur le tableau XLV lui-même. Une interprétation plus détaillée a déjà été publiée (CHEVERRY, 1969, pp. 70 à 73).

Le mécanisme de la dégradation des propriétés physiques d'un sol au contact de solutions sodiques peu concentrées est incomplètement connu. La diminution de la stabilité structurale met en jeu des phénomènes de gonflement et de dispersion des colloïdes. La cohésion, l'orientation des micelles argileuses (très forte dans l'argile structurée si l'on en juge par l'aspect unistrié du plasma) jouent un rôle important (HENIN, 1938, 1960 ; MERING, 1946).

Le mécanisme le plus plausible pour expliquer la diminution de perméabilité dans des sols contenant des proportions notables de minéraux gonflants reste la fermeture des pores par un gonflement du minéral "in situ" (Mc NEAL et al. 1966). En particulier, NORRISH (1954), ROWELL (1969), FINK et al. (1964, 1972), BRIDGE et al. (1973) ont montré que l'espacement inter-feuillet des montmorillonites sodiques pouvait atteindre 40 \AA , alors que ce même espacement ne dépassait pas 19 \AA dans le cas des montmorillonites calciques.

TABLEAU XLV. MISE EN EVIDENCE DES STADES DE LA DEGRADATION
DE LA STRUCTURE PAR LES TAUX* D'AGREGATS STABLES (HENIN et al. 1960).

Taux d'agrégats stables à	l'alcool	l'eau	le benzène	Moyenne
---------------------------	----------	-------	------------	---------

Sol très jeune. Les taux d'agrégats stables sont élevés, malgré l'alcalinité du milieu.

Profil n° 1	0-6 cm	67	71	68	69
	26-36 cm	71	72	73	72
	55-66 cm	72	72	73	72

Sols différenciés par la voie "saline neutre" : les taux d'agrégats stables restent élevés (>60 %).

Profil n° 2	0-10 cm	75	73	71	73
	20-30 cm	69	67	66	67
	50-60 cm	68	65	60	64
Profil n° 3	0-10 cm	71	66	63	67
	20-30 cm	70	70	66	69
	50-60 cm	80	78	65	74

Sol différencié par la voie "alcaline" de 1951 à 1966 : les taux ont fortement baissé en surface du sol. Le relais par la voie "saline neutre" depuis 1966 se traduit par une remontée de ces mêmes taux.

Profil n° 4	1966	0-10 cm	52	34	22	36
	1969	"	61	57	46	55
	1970	"	65	63	52	60

Sols différenciés par la "voie alcaline". La baisse des taux d'agrégats stables en surface du sol s'accroît des sols des paysages marécageux aux sols d'ouadis. Cette baisse touche aussi la profondeur.

Profil n° 6	0-10 cm	46	40	33	41
	20-30 cm	54	51	47	51
	50-60 cm	71	61	70	67
Profil n° 7	0-10 cm	41	51	23	38
	20-30 cm	30	23	22	26
	55-65 cm	50	53	44	49
Ganatir	0-10 cm	50	38	30	39
	20-30 cm	57	51	46	51
Profil n° 8	0-10 cm	29	21	10	20
	40-50 cm	42	41	47	43

* Les résultats des analyses d'agrégats sont exprimés en pourcentage des agrégats qui ont résisté au prétraitement considéré.

Ceci n'exclue évidemment pas le rôle propre de la dispersion. Le problème est complexe, car :

..... - Les travaux récents (RHOADES, INGVALSON, 1969) montrent l'importance de la nature exacte du minéral argileux : ainsi, de par leur structure, des vermiculites résistent mieux que des montmorillonites à une même solution alcaline. Or ces deux minéraux argileux ne sont pas toujours aisés à distinguer dans des analyses de routine aux RX.

..... - L'étude théorique du gonflement d'une argile dans un système mixte Na/Ca suppose que l'on choisisse un "modèle" de distribution des ions sur les argiles : modèle des "ions mélangés" ou au contraire des "ions non mélangés" (plages distinctes d'ions Na et d'ions Ca) (O'CONNOR et al. 1969 ; Mc NEAL, 1970 ; SHAINBERG et al. 1971 ; FINK et al. 1971).

..... On se contentera ici de noter que :

..... a) dans les sols différenciés par la voie "saline neutre", le gonflement du matériau était réduit par les liaisons argile-matière organique, avec parallèlement une certaine hydrophobie du matériau.

..... b) dans les sols différenciés par la voie "alcaline", ces relations sont rompues. Le matériau retrouve son hydrophobie, et son pouvoir de gonflement est encore accentué par le caractère sodique du milieu. Ce mécanisme a déjà été envisagé par BAZILEVICH (1965).

VII. CONCLUSIONS ET INTERPRETATIONS SUR LES SOLS DIFFERENCIES PAR LA VOIE ALCALINE.

1. Le problème de la genèse des sols à accumulation superficielle de carbonate de sodium.

A. Bibliographie et résultats expérimentaux.

La genèse de sols à accumulation superficielle de carbonate de sodium à partir d'une nappe phréatique a fréquemment été contestée (KRUPKIN, 1963), discutée (GAUCHER, 1970). Des expériences (SZABOLCS, 1967, 1969) ont montré qu'un chernozem à complexe adsorbant calcique, soumis dans des colonnes de sols à l'action d'une nappe bicarbonatée-sodique, n'était pas l'objet d'une accumulation superficielle de carbonate de sodium. La base du sol s'imperméabilise en effet totalement par suite du gonflement des argiles. JABER (1970) a obtenu des résultats comparables. Nos propres expériences avec des

échantillons prélevés dans des sols de la voie "saline neutre" et soumis en colonnes à des remontées d'eaux carbonatées-sodiques ont confirmé les expériences des auteurs précédents.

B. Conclusion sur cette genèse, d'après les travaux dans les polders de BOL.

In situ, cette genèse est pourtant réelle, mais il faut la resituer dans les conditions particulières d'évolution des sols :

1) La première forme d'accumulation de carbonate de sodium est due à un dépôt par le haut (eaux lacustres, eaux résiduelles). Celle-ci provoque une première alcalisation, une première élimination du calcium à l'état de calcite.

2) La remontée capillaire qui prend le relais se fait avec de très fortes pressions partielles de CO_2 dans le sol et les sels restent à l'état de bicarbonates dissous, dont une fraction de bicarbonate de calcium. La présence de Ca^{++} limite la dégradation des propriétés physiques et permet aux remontées de ne pas être complètement bloquées par un colmatage des capillaires.

3) Ce n'est qu'à proximité de la surface que le calcium est éliminé et le carbonate de sodium s'exprime alors.

4) Par ailleurs, dans beaucoup de cas les sulfates ne sont pas totalement réduits et eux aussi contribuent à assurer, par le pouvoir flocculant des sels correspondants, la permanence des propriétés physiques du sol permettant un minimum de remontées.

L'accumulation "per accensum" de solutions déposant en surface du carbonate de calcium suppose que la plus grande partie du calcium du complexe ait été déplacée par le sodium (EGOROV, 1961) ; elle se produit dans les polders parce que la source des ions HCO_3^- n'est pas exclusivement à la base de la colonne de sol, mais à tous les niveaux du profil (surface exceptée) par suite des "phénomènes générateurs de CO_2 ".

2. Le déterminisme de la "voie alcaline".

On a essayé de montrer le caractère assez strict de l'enchaînement réglant l'évolution alcaline :

- les conditions de départ de l'enchaînement sont :

. la stagnation à faible profondeur d'une nappe dont le degré de minéralisation initial peut être très faible (0,5 g/l).

. le développement d'une végétation dense de roseaux. Les effets rhizosphériques liés aux racines développent la sulfato-réduction.

- les transformations-clés sont la sulfato-réduction et la dégradation des propriétés physiques (par le biais du processus d'alcalisation).

- les autres conséquences sont :

. une séparation accentuée entre le milieu atmosphérique (oxygène de l'air, des eaux météoriques) et le milieu sol qui est réducteur (matière organique).

. une extraction de la matière organique du matériau, provoquant en particulier une modification du comportement de ce matériau vis à vis de l'eau.

. cette modification va dans le sens de l'hydrophilie et permet des remontées capillaires de faibles débits, mais jouant sur de fortes hauteurs. Selon les cas, ces remontées capillaires atteignent la surface et alimentent les croûtes salines (profils n° 8 et n° 9), ou bien leur débit insuffisant favorise un mulch poudreux (profil de GANATIER), rendant le sol très sensible à ^{l'érosion} ~~la déflation~~ éolienne.

Il y a dans cet enchaînement un aspect d'auto-développement du système et c'est cela d'ailleurs qui a conduit à insister sur deux transformations-clés. Celles-ci permettent en effet à la différenciation de se poursuivre par cette voie "alcaline" même si les conditions de départ ont changé (baisse du niveau de la nappe, disparition de la végétation).

Cette notion d'autodéveloppement introduit celle d'irréversibilité : tout se passe comme si il y avait un seuil au delà duquel les sols étaient orientés de façon irréversible sur la voie "alcaline". Ce seuil apparaît concrétisé par le moment où l'imperméabilisation superficielle du sol empêche les eaux de pluies de jouer un rôle de lessivage des sels, et favorise l'isolement de l'atmosphère du sol.

La notion d'irréversibilité pose le problème du devenir des sulfures accumulés en profondeur en cas de très fortes baisses (plusieurs mètres) du niveau de la nappe. L'immobilisation des sulfures en profondeur laisse en effet dans le profil une "réserve d'acidité potentielle", prête à s'exprimer en cas de réoxydation de ces sulfures. Mais on peut envisager l'hypothèse qu'en cas de très forte baisse du plan d'eau, cette réoxydation survienne alors que les remontées capillaires n'atteignent plus la surface du sol. Le fait que les solutions du sol soient alors en profondeur enrichies en SO_4^{--} et éventuellement en Ca^{++} ne modifierait plus alors le caractère hyperalcalin des horizons supérieurs. Cette réoxydation sur place des sulfures, à l'état de sulfates ou éventuellement de jarosite ou d'alunite (FAURE, 1966) pourrait expliquer les valeurs très basses du pH observées par PIAS (1961), en profondeur de certains sols d'ouadis.

3. La signification de la voie alcaline.

La voie alcaline est donc un certain déterminisme d'échange entre des eaux résiduelles et phréatiques et un matériau sédimentaire. Elle se manifeste par une redistribution des anions et des cations (sels), et de produits secondaires organo-minéraux. L'étude de ce déterminisme a mis en évidence la notion d'irréversibilité, d'autodéveloppement.

Il y a une filiation entre l'accumulation actuelle de carbonate de sodium, limitée dans de petits "paysages marécageux" et des accumulations anciennes, plus étendues, dans les ouadis et les tronatières : il y a analogie de mécanisme mais à des échelles (de temps et d'espace) différentes.

On peut remarquer que la dynamique latérale des sels dans ces paysages est très réduite, car la nappe phréatique sous-jacente ne joue plus son rôle de vecteur par suite de la perte de perméabilité latérale de l'aquifère (dégradation des propriétés physiques de l'argile structurée). La signification générale de cette voie alcaline est donc une fixation particulière, localisée, qui constitue un mécanisme original de régulation saline (en milieu continental aride) : les sols orientés sur cette voie constituent des "abcès de fixation" pour les sels apportés au niveau de ces polders ou de ces ouadis par la nappe régionale.

VIII. LA CLASSIFICATION DES SOLS ETUDIES.

Les problèmes de classification des sols n'ont pas été abordés au cours de l'exposé des faits. Cet exposé a été présenté en effet dans un esprit "diachronique"* (phénomènes observés du point de vue de leur évolution dans le temps). Les sols décrits évoluant très rapidement, les classer représentait plus une gêne, en "figeant" leur image, qu'une aide. C'est pourquoi on a préféré regrouper quelques réflexions sur la classification en fin d'exposé des faits pédologiques.

Les sols des polders de BOL sont au départ, selon la classification CPCS (1967), des SOLS MINERAUX BRUTS, non climatiques, d'apport alluvial, puis des SOLS PEU EVOLUES, non climatiques, d'apport alluvial, hydromorphes. Très rapidement après l'exondation, ils deviennent des SOLS SODIQUES, à structure dégradée, salins à alcalins. Le sodium échangeable occupe en effet plus de 10 % de la capacité d'échange.

C'est le cas du profil n° 1 décrit ici. Il faut cependant préciser qu'il s'agit de sols très peu épais. Seule est prise en considération en effet, la fraction superficielle de la coupe sédimentaire déjà différenciée en horizons.

Lorsque les sols vieillissent et que le niveau de la nappe s'abaisse, les deux voies d'évolution décrites recouvrent les deux sous-classes de sols sodiques :

- Sols SODIQUES à structure non dégradée, salins (solonchaks), divers sous-groupes étant représentés (à efflorescences salines, ou à encroûtement salin superficiel, ou à horizon superficiel friable). C'est le cas des sols où le relais par la voie "saline neutre" est assuré (Profil n° 5, n° 6 depuis 1966).

- Sols SODIQUES, à structure dégradée, salins à alcalins, dont l'épaisseur s'accroît (Profils n° 7, 8, 9), lorsque les sols restent sur la voie "alcaline".

* Ce terme, emprunté à la linguistique, est parfois utilisé en Sciences de la Terre, en l'opposant à "synchronique". La cartographie pédologique est en général effectuée dans une perspective "synchronique", et les problèmes de classification ont alors une importance décisive.

Dans le cas particulier des sols de polders, cette classification CPCS, utilisée parce que c'est la dernière en date de l'école Française, n'est pas commode. Les sols que l'on est obligé de classer comme "à structure dégradée", salins à alcalins, par suite de leurs taux d'alcalisation très élevés, sont des sols sans horizons B, ni (B). Ce sont en fait des solonchaks à Na_2CO_3 . De ce point de vue, la classification d'AUBERT (1965) permettait de rendre mieux compte de la réalité, avec son groupe des sols à alcali non lessivés, sous-groupe des sols très salés à alcali.

Deux catégories de sols non sodiques doivent être signalées:

- Certains sols des polders, en particulier en amont des toposéquences, peuvent n'être que modérément salés (conductivité de leur extrait de pâte saturée inférieure à 7 mmhos cm^{-1}), alors que la nappe phréatique est encore peu profonde. Ce sont des SOLS HYDROMORPHES, moyennement organiques, humiques à gley, salés (ou, dans quelques cas de salure particulièrement faible, à anmoor calcique).

- Dans le cas des sols, tels le profil n° 3, de la voie "saline neutre" où l'on observe un lessivage naturel des sels, on revient à des sols PEU EVOLUES, mais que l'on qualifie cette fois-ci de "modaux" (la nappe est à 2 m ou plus de profondeur et le processus d'hydromorphie ne touche plus la partie supérieure du profil), à faciès calcimorphe (en cas de présence du niveau de carbonatation ancienne) ou à faciès humifère.

Troisième Partie :

ETUDE GEOCHIMIQUE ET INTERPRETATIONS GENERALES.

Remarque liminaire.

Cette troisième partie marque une rupture avec l'exposé pédologique des faits auquel la seconde partie a été consacrée (chapitres IV à VII). Son objectif est d'approfondir certains des problèmes posés par l'analyse pédologique. Lorsqu'il aborde les problèmes de géochimie, le pédologue de terrain est à la frontière de ses compétences. C'est pourquoi la plupart des résultats présentés dans les pages suivantes résultent d'une collaboration avec des chercheurs de disciplines voisines, et ont été obtenus par des techniques particulières. On citera :

- la spectrométrie infra-rouge et l'analyse thermique différentielle sur des produits organiques (Madame DUPUIS, de l'Université de Poitiers).

- l'utilisation des isotopes stables ^{18}O et ^{13}C (Monsieur FONTES, Université de Paris VI).

- l'utilisation d'un programme de calcul des eaux et de données thermodynamiques (Messieurs TARDY et FRITZ, de l'Institut de Géologie de Strasbourg).

De par la diversité de ces techniques, l'exposé de ces données nouvelles n'a pas l'unité, que le cadre historique permettait, de l'exposé pédologique proprement dit. Cette unité sera à nouveau recherchée dans le chapitre des interprétations générales.

CHAPITRE VIII. GEOCHIMIE ORGANIQUE.

I. INTRODUCTION.

Les sédiments superficiels du lac Tchad dans la région des polders sont riches en matière organique. Une première caractérisation de cet héritage organique a été présentée au chapitre II. Elle concernait certains aspects micromorphologiques (taille, forme et netteté des contours des organoreliques) et quelques données analytiques globales, en particulier les teneurs des divers matériaux de la série sédimentaire en carbone, azote, phosphore et soufre organiques. Au cours de l'exposé pédologique, l'intervention de la matière organique, que ce soit celle héritée de la sédimentation ou celle de la végétation, a été fréquemment évoquée. On se propose dans ce chapitre :

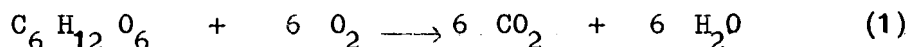
- 1) de revenir sur les mécanismes de la formation du CO_2 , de H_2S , de CH_4 , dans ces sols de polders.
- 2) d'aborder l'étude du processus d'humification par une caractérisation plus détaillée de la matière organique et en particulier de certaines de ses fractions : matières humiques, et "humine".
- 3) de préciser le cycle et le bilan du soufre dans ces sols, en insistant sur le soufre organique.
- 4) de présenter quelques éléments de géochimie isotopique, illustrant en particulier le cycle du carbone.

II. LES MECANISMES DE LA FORMATION DE CO_2 , H_2S , CH_4 DANS LES SOLS DE POLDERS.

1. Cas des sols de la voie "saline neutre".

Ces sols sont fortement structurés, profondément aérés. L'oxydation biologique de la matière organique est donc effectuée par des organismes aérobies, qui utilisent de l'oxygène moléculaire.

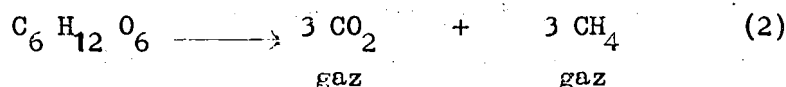
La réaction peut s'écrire, en considérant des carbohydrates :



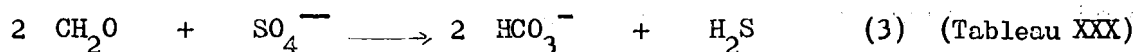
La matière organique vivante participe également, par sa respiration, à l'enrichissement en CO_2 . Dans ce type de sol, les pressions partielles de CO_2 restent inférieures à 2 % d'atmosphère, par suite de l'ouverture des profils sur l'atmosphère proprement dite.

2. Cas des sols de la voie "alcaline".

La structuration, l'aération de ces sols sont médiocres. Le milieu est anaérobie. L'oxygène utilisé pour la formation de CO_2 n'est plus l'oxygène moléculaire mais l'oxygène de la matière organique elle-même. La réaction peut s'écrire :



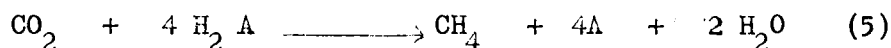
Dans les sols différenciés par la voie "alcaline" et en particulier dans la première phase marécageuse de cette évolution, les pressions partielles de CO_2 peuvent atteindre 10 % d'atmosphère. La sulfato-réduction produit également du CO_2 , mais surtout HCO_3^- :



BERNER (1971) remarque que les réactions (3) et (4) produisent HCO_3^- et non CO_2 seul, parce qu'un ion divalent (SO_4^{--}) est converti en un ion monovalent (HS^-) ou en une espèce dissoute neutre (H_2S). Les réactions (2), (3), (4) qui mettent toutes en jeu une matière organique sous forme de carbohydrates, rendent également compte de la production des gaz H_2S et CH_4 (méthane).

La présence de méthane n'a été que rarement observée. Le dégagement le plus net a été décelé et mesuré dans le profil GANATIR (0,5 % d'atmosphère). Or, dans ce cas on a noté simultanément une certaine baisse de la pression partielle de CO_2 , qui n'est plus que de 1 % d'atmosphère (Tableau LIII, avant-dernière ligne). Ceci suggère que CH_4 pourrait être formé non pas directement

à partir de matières organiques (acides gras...) mais par réduction du CO_2 précédemment produit, selon la réaction :



$\text{H}_2 \text{A}$ étant un composé organique donneur d'hydrogène. Comme toutes les précédentes, la réaction (5) mettrait en jeu une activité biologique bactérienne. Ce type d'évolution en deux temps : CO_2 et NH_4 dans un premier, CH_4 (et H_2) dans un second a déjà été signalé par les auteurs japonais (KOYAMA, 1955 ; TAKAI, 1963).

III. LA CARACTERISATION DE LA MATIERE ORGANIQUE DES VASES

LACUSTRES SUPERFICIELLES ET DES HORIZONS DE SURFACE DES SOLS DE POLDERS.

Cette caractérisation de la matière organique a été limitée à l'étude des matières humiques et de l' "humine". Elle ne concerne que la partie superficielle des vases ou des sols : c'est en effet celle qui réagit le plus rapidement et le plus intensément à la pédogénèse. On se propose par cette caractérisation de fournir quelques aperçus sur les modalités du processus d'humification en fonction du type de pédogénèse. Cette évolution des caractéristiques de la matière organique d'un même héritage sédimentaire initial (les vases lacustres) se place dans le contexte de matériaux dont la teneur globale en carbone organique diminue avec le temps.

1. L'évolution, en fonction du temps, des teneurs en carbone organique total de l'horizon superficiel (0 à 10 cm) des sols de polders.

A. Méthodologie du dosage du carbone organique total (Tableau XLIX)

On a constaté que les déterminations du taux de carbone total par voie sèche (mesure directe du CO_2 dégagé après combustion dans un four et piègeage de Cl_2 et SO_2) donnaient des valeurs fréquemment plus faibles que celles obtenues par voie humide (mesure indirecte de CO_2 : dosage de l'oxydabilité de l'échantillon à l'aide de bichromate sulfurique). Les différences les plus fortes, en valeurs relatives, concernent les échantillons les plus riches en carbone et à valeur du rapport C/N relativement élevée (13 à 15). Elles paraissent liées à des différences du degré d'oxydation du carbone selon les matières organiques, ce dont ne tiennent pas compte les méthodes

indirectes, plutôt qu'à l'intervention d'autres réducteurs. La plupart des données présentées dans les pages suivantes ont été obtenues par des méthodes indirectes (WALKLEY et al. 1936 ; ANNE, 1945). Les valeurs sont donc probablement surestimées.

TABLEAU XLIX. COMPARAISON DES TAUX DE CARBONE ORGANIQUE TOTAL DE PROFILS PRECEDEMENT ETUDIES OBTENUS PAR DES METHODES INDIRECTES (C1) OU DIRECTES (C2).

Profil	C 1 *	C 2	$\frac{100(C_1 - C_2)}{C_2}$	Profil	C 1	C 2	$\frac{100(C_1 - C_2)}{C_2}$
Profil n° 1				Profil n° 4			
0 - 3 cm	121	98,5	+ 22,8	0 - 5 cm	53,6	54,2	- 1
16 - 26 cm	102	86	+ 18,6	10 - 20 cm	36,2	36	+ 0,6
26 - 36 cm	119	102	+ 16,6	30 - 40 cm	70,4	57	+ 23,5
42 - 51 cm	138	117	+ 17,9	70 - 80 cm	52,2	46	+ 13,4
55 - 66 cm	80,5	65,1	+ 23,6	100 - 110 cm	54,1	46,5	+ 16,3
Profil n° 3				Profil n° 6			
0 - 10 cm	57,3	51,2	+ 11,9	2 - 7 cm	54,5	49,7	+ 9,6
10 - 20 cm	42,9	39,6	+ 8,3	17 - 25 cm	73,2	62,8	+ 16,5
30 - 40 cm	32,5	32,3	+ 0,7	30 - 40 cm	85,1	71,6	+ 18,8
60 - 70 cm	17,4	19,7	- 11,7	65 - 75 cm	43,9	41,4	+ 6
90 - 100 cm	9,1	12	- 24,1				
150 - 160 cm	103	83,7	+ 23				
190 - 200 cm	89,1	75,6	+ 17,8				

*

C1.

Teneur de l'échantillon en C ‰ par une méthode indirecte (WALKLEY)

C2.

Teneur des mêmes échantillons en carbone ‰, par une méthode directe :

Combustion directe. Coulomètre (S.S.C. ORSTOM, Bondy).

B. Les données (horizons 0 à 10 cm).

- Au moment de la poldérisation, le taux de matière organique des vases superficielles varie, selon l'emplacement, de 10 à 25 % (MO % = C %. 1,72).

- Localement, au cours des premières années de la pédogénèse, ce taux peut augmenter jusqu'à 30 - 35 % dans les secteurs où une végétation dense de roseaux s'est développée, compte tenu de l'enracinement.

- Dans un polder de 16 ans (BERIM), le taux moyen de matière organique de l'horizon superficiel entre 0 et 10 cm de profondeur est de 8,3 %. Cette moyenne est obtenue à partir de mesures en 92 points du polder (CHEVERRY et SAYOL, 1971).

- Dans un polder de 20 ans (GUINI), ce même taux est de 7,8 % (moyenne de 46 mesures).

- Dans les polders de 50 ans étudiés (GANATIR, MADIROM), le taux moyen est de 6,5 %.

- Dans les ouadis de la région Nord-Est du lac, les moyennes calculées à partir des données de PIAS et al. (1961), GUICHARD (1961) donnent un taux de 3,75 % (48 ouadis).

Le stock de matière organique sédimentaire, accumulé en milieu subaquatique, est donc fortement entamé après l'exondation ; le phénomène est rapide les premières années, puis de plus en plus lent, jusqu'à ce qu'un équilibre s'instaure. Cet équilibre est différent selon la voie d'évolution suivie, et selon que l'intensité de la salure permet encore ou non le développement d'une végétation.

2. La caractérisation des matières humiques.

A. Méthodologie.*

Les matières humiques ont été étudiées par la méthode de DABIN (1971) qui consiste en une série d'extractions successives à l'eau, à l'acide phosphorique, au pyrophosphate de sodium, à la soude enfin ... Onze échantillons firent l'objet de cette série complète d'extractions. Cinquante autres furent seulement soumis à une extraction au pyrophosphate de sodium.

Cette méthode ne comporte pas de séparation densimétrique initiale, contrairement à celle de DUCHAUFOR (1966). On peut toutefois penser que l'extraction par l'acide phosphorique 2 N, dont la densité est de 1,1 à 1,2, associée à une agitation mécanique prolongée, à une centrifugation et à des lavages, suffit à séparer la plupart des matières organiques "libres". Le qualificatif de "libres" signifie que ces matières organiques sont composées de débris peu ou pas décomposés et non liés à la matière minérale. Il a été préféré à celui de "légères" par suite de cette absence de séparation densimétrique plus stricte. Par ailleurs on limite les artéfacts en faisant agir les solutions dans un ordre de pH croissant : 1) acide ; 2) pyrophosphate à pH 9,5 ; 3) soude à pH 12.

* Laboratoire ORSTOM, S.S.C. Bondy. Collaboration technique de Mesdames GAVINELLI et VERDONI.

B. Les données (Tableaux XLVI, XLVII, et XLVIII) et leur interprétation.

Les onze échantillons traités ont été choisis en fonction du schéma d'évolution des sols précédemment présenté (voies " saline neutre" et "alcaline". Les 8 échantillons des sols des polders ont été prélevés en saison sèche. Des travaux récents (PERRAUD, 1971 ; TURENNE, 1970) ont mis en évidence l'ampleur des variations saisonnières des caractéristiques organiques des sols. Cet aspect du problème évoqué par PIAS (1962) dans le cas des polders, n'a pas été traité ici.

a) La matière organique apportée au lac Tchad par le fleuve Chari (échantillon n° 1).

Les eaux du Chari, qui représentent 95 % des apports en eau au lac Tchad transportent en suspension des particules solides, terreuses, contenant de la matière organique. Celle-ci a été étudiée sur un échantillon moyen préparé par les hydrologues ORSTOM à partir de plusieurs prélèvements d'eaux du fleuve, à 80 Km de son embouchure.

Cet échantillon contient 1,95 % de matière organique. Les matières organiques libres y sont peu représentées. Le taux d'extraction, c'est à dire le pourcentage de carbone organique de l'ensemble des fractions extraites par rapport au carbone organique total, est de 26 %. Le culot, c'est à dire ce qui reste après la série d'extractions, est caractérisé par une valeur assez faible de son rapport C/N : 10,7.

Ces données ne sont évidemment pas représentatives des apports globaux en matière organique au lac Tchad. La variabilité saisonnière des débits, des charges solides par litre (section Hydrologie ORSTOM) laisse supposer également une forte variabilité des apports organiques et notamment de leur origine. Ces données indicatives permettent cependant une comparaison avec des données sur les vases du lac lui-même.

b) La matière organique des vases superficielles du lac Tchad dans la région des polders (échantillons n° 2 et 3).

Deux échantillons de vases prélevées sous les eaux du lac, l'un à la limite de l'archipel (n° 2), l'autre face à la ville de BOL (n° 3) furent étudiés. Ces échantillons s'avèrent quatre et huit fois plus riches en matière organique que le résidu solide du fleuve Chari. Ils contiennent peu de matières libres séparables à l'acide phosphorique. Leur taux d'extraction est très faible : 6,5 et 9 % du carbone total seulement. Les valeurs C/N du culot sont assez fortes (13,5 et 17,5).

TABLEAU XLVI. DONNEES CONCERNANT LES MATIERES HUMIQUES.

Type de sol ou de sédiment	Fleuve Chari	Vases lacustres	Evolution des sols sur la voie "alcaline"					Transi- tion	Evolution des sols sur la voie "saline"		
Echantillon n°	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
C total %	11,3	41,2	88,7	127,6	49,9	63,1	46,3	44,7	45,8	29,6	34,4
C/N		16,2	12	14,7	16	10,9	11,2	12,5	15	14	10,4
MO total %	1,95	7,1	15,3	21,95	8,6	10,9	8	7,7	7,9	5,1	5,9
dont MO libres		0,1	0,1	0,7	0,3	0,1	0,1	0,6	1,05	0,9	
<u>Extract. eau</u>											
MH (en C ‰)	0	0,3	0,6	1,9	4	5,4	12,6	2,1	0,3	0,4	0,5
AP / AH				3	5,2	4	3,9	2,4			
<u>Extract. H₃PO₄</u>											
MH = AP (en C ‰)	0,9	0,2	0,4	0,5	0,4	0,5	0,6	0,5	0,4	0,5	0,7
<u>Extract. pyrophosphate</u>											
MH (en C ‰)	2,1	2,2	2,8	4,5	3	3,3	2,7	2,5	3,9	4,2	2,4
AP / AH	0,4	0,7	0,9	1	0,9	0,6	0,6	1,4	1,1	1	0,6
<u>Extract. soude</u>											
MH (en C ‰)	tr.	1	1,8	28	5	3,5	3,8	5,2	5,8	4	3,6
AP / AH		0,3	0,4	0,1	0,7	0,1	0,2	0,6	0,5	0,4	0,8
<u>Mat. Humi. total</u>											
MHT (en C ‰)	3	3,7	5,6	34,9	12,4	12,7	19,7	10,3	10,4	9,1	7,2
AP / AH	0,9	0,75	1	0,3	0,85	1	1,6	1,1	0,8	0,8	1
Taux d'extract.	26,5	9	6,3	27,4	24,8	20	42,3	23	22,5	30,6	22
<u>Culot (humine)</u>											
C ‰	8,4	40,5	98	105	34,2	84	51,7	32,2	27,8	14,7	41
C/N	10,7	17,5	13,5	13,1	10,6	13	13,2	12,2	12,2	13,4	12,8

TABLEAU XLVII. POURCENTAGES DU CARBONE TOTAL EXTRAIT PAR LES DIVERS TRAITEMENTS.

Type de sol ou de sédiment	Fleuve Chari	Vases lacustres	Evolution des sols sur la voie "alcaline"					Transi- tion	Evolution des sols sur la voie "saline neutre"		
Echantillon	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Pourcentage du carbone total extrait :											
à l'eau	0	0,7	0,7	1,5	8	8,5	27	4,8	0,6	1,4	1
à l'acide phosphorique	8	0,6	0,5	0,4	0,8	0,8	1,3	1,1	0,9	1,7	2
au pyrophosphate	18,5	5,2	3,1	3,5	6	5,2	5,8	5,6	8,5	14	7
à la soude	tr.	2,5	2	22	10	5,5	8,2	11,5	12,5	13,5	11

TABLEAU XLVIII. DONNEES DES ELECTROPHORESSES PRATIQUES SUR LES EXTRAITS AU PYROPHOSPHATE.* (en pourcentage des acides humiques).

Echantillon	Nature du Prélèvement	Acides Humiques GRIS	Acides Humiques Intermédiaires	Acides Humiques BRUNS
2	Vases lacustres	42	13	45
3		38	14	48
4	Voie d'évolution "alcaline" des sols	39	16	45
5		35	15	50
6		55	15	30
7		68	13	19
8	Transition	42	12	46
9	Voie d'évolution "saline" des sols	41	16	43
10		43	13	44
11		57	13	26

* sauf dans le cas de l'échantillon n° 4 (sur extraits à la soude).

Interprétation.

Les matériaux solides apportés par le fleuve Chari semblent donc s'enrichir en matière organique dans le milieu sédimentaire lacustre de la région de l'Archipel. Cet enrichissement consiste en des matières organiques difficilement extractibles, que ce soit par la méthode densimétrique employée (acide phosphorique) ou par les divers réactifs d'extraction (eau...).

c) La matière organique de ces vases superficielles après la première phase alcaline de la pédogénèse (échantillon n° 4).

- Le matériau est très proche des vases précédentes puisqu'il a été prélevé dans un sol exondé depuis moins de six mois. Mais il a été soumis à la première phase alcaline de la pédogénèse, phase modérée dans le cas présent car le sol est dans la partie haute de la séquence du polder de DJIBOULBOUL (chapitres IV et V).

- Le taux de carbone total est élevé, 128 %, mais le taux d'extraction également : 27 %. Par rapport aux sédiments lacustres proprement dits, l'augmentation des matières humiques a porté :

. dans une faible mesure sur les matières humiques extraites à l'eau (1,5 % du carbone total contre 0,7 % dans le cas des vases lacustres) et sur celles extraites au pyrophosphate.

. dans une forte mesure sur celles extraites à la soude (22% du carbone total).

- On note que la valeur du rapport Acides fulviques/ Acides humiques décroît très fortement d'extrait en extrait : 3 dans l'extrait à l'eau ; 1 dans l'extrait au pyrophosphate et 0,1 seulement dans l'extrait à la soude.

Interprétation.

Lors de la pédogénèse suivant la poldérisation, le stock organique évolue. Il s'agit de transformations à partir d'une matière peu évoluée, mais déjà liée à l'argile, vers des produits ayant les propriétés des acides humiques, mais difficilement extractibles (soude à pH 12).

d) La matière organique de l'horizon superficiel de sols différenciés par la voie "alcaline" (échantillons n° 5, 6, 7).

Les échantillons ont été prélevés dans différents sols dont l'étude a été précédemment présentée : le profil n° 7 (échantillon n° 5), le profil de CARRE (échantillon n° 6), et enfin le profil de GANATIR (échantillon n° 7).

Les tendances mises en évidence dans l'échantillon n° 4 sont confirmées et les conséquences des conditions hyperalcalines peuvent être précisées :

- les teneurs des matières humiques directement extractibles à l'eau augmentent fortement : 8, 8,5 et enfin 27 % du carbone total.

- par contre celles des MH^* (acide), MH (pyro.), MH (soude) n'augmentent pas. Le taux global d'extraction reste d'ailleurs de 20 à 30 % sauf dans le cas du vieux polder où le très fort taux (42 %) est lié aux 27 % extractibles à l'eau.

- on observe une décroissance brutale de la valeur du rapport AF^*/AH d'extraire en extraire comme dans le cas du n° 4.

- on note que dans les acides humiques extraits au pyrophosphate, la proportion des acides humiques bruns, ^{**} les plus mobiles, diminue dans le cas des sols les plus alcalins.

Interprétation.

Lorsque les conditions alcalines se prolongent et s'accroissent, la solubilité alcaline de la matière organique augmente ; les acides humiques (soude) semblent donner naissance à des fractions plus aisément extractibles (au pyrophosphate). Simultanément, la fraction directement extractible à l'eau devient élevée : 27 % du carbone total dans le vieux polder, avec un rapport AF^*/AH lui-même élevé.

Ce déplacement vers des fractions aisément extractibles se fait également aux dépens des acides humiques les plus mobiles. C'est en effet dans le cas des échantillons à pH le plus élevé que la proportion des acides bruns est, à l'électrophorèse, la plus faible.

e) La matière organique de l'horizon superficiel de sols différenciés par la voie "saline neutre" (échantillons n° 9, 10, 11).

Les échantillons ont été prélevés : dans le profil n° 3 (échantillon n° 9) ; à proximité du profil n° 5 (échantillon n° 10) ; dans un polder de 50 ans, évoluant sur la voie "saline neutre" (échantillon n° 11). Les données sur les matières humiques de ces trois échantillons s'avèrent assez homogènes :

* MH : matières humiques. AF : acides fulviques. AH : acides humiques.

** Les proportions respectives des acides humiques gris, bruns et intermédiaires sont estimées par électrophorèse.

- Le taux d'extraction est du même ordre que dans les échantillons précédents : 21 à 31 %. Parmi les matières humiques totales, le taux de celles extractibles à la soude reste du même ordre. La fraction extractible à l'eau devient très faible.

- La valeur du rapport AF/AH de ces derniers extraits est plus forte que dans les sols de la voie "alcaline" ; la diminution des valeurs d'extrait en extrait s'avère moins brutale.

Le taux de matières organiques libres est assez important (15 à 20 % du carbone total). Les sols de la voie "saline neutre" sont ceux où le culot est proportionnellement le moins représenté et où par ailleurs la valeur du rapport C/N de ce culot est la plus faible.

Interprétation.

Lors de l'évolution des sols sur la voie "saline neutre", la mobilisation de la matière organique va jusqu'au stade d'acides humiques extractibles au pyrophosphate, avec une proportion d'acides bruns mobiles plus importante que sur la voie "alcaline".

f) Conclusions sur l'utilisation de la méthode DABIN.

La méthode des extractions successives de DABIN montre donc que la distinction entre les voies d'évolution du sol "saline neutre" et "alcaline" correspond également à un comportement différent du même héritage sédimentaire organique. Ceci se concrétise en particulier par une évolution vers des produits humiques plus ou moins aisément extractibles, mobilisables.

La distinction entre les deux voies d'évolution joue aussi dans le domaine des matières organiques "libres", que l'on peut attribuer à la végétation qui a colonisé les sols.

. Dans les sols de la voie "alcaline", la proportion de ces matières libres est faible et on peut en proposer deux explications. En premier lieu, le milieu marécageux semble favorable à une rapide "digestion" de la matière organique fraîche. Ceci peut être attribué à une dégradation rapide de la cellulose, constituant important de cette matière fraîche, avec comme terme de la dégradation, les gaz CO_2 ou CH_4 suivant le degré de réduction du milieu. En second lieu, les sols hyperalcalins ne portent plus de végétation, par suite de leur sursalure.

. Dans les sols de la voie "saline neutre", on observe au contraire en général une accumulation relative de matières libres, décelables microscopiquement. La sécheresse de l'horizon superficiel pendant une longue période de l'année freine la décomposition des apports organiques, liés à une végétation de type prairie.

Ces données sur les matières humiques, recueillies par la méthode DABIN confirment donc les données précédemment présentées :

- en milieu humide, carbonaté-sodique, la matière organique est mobilisable en partie par l'eau. Ceci est à rapprocher du comportement microscopique des organo-reliques, qui s'entourent d'un halo de diffusion, et des caractéristiques du salant noir.

- en milieu sec, calcique, la matière organique reste à l'état d'acides humiques non extractibles à l'eau. Microscopiquement, les limites des organo-reliques apparaissent nettes.

2. La caractérisation du culot restant après les extractions des matières humiques ("humine").

A. Principe et méthodologie de cette caractérisation.

Dans ces sols, l'extraction de la matière organique "humifiée" par la méthode de DABIN laisse donc dans les culots de terre une fraction importante du carbone organique total. Dans ces culots on peut encore extraire différentes fractions organiques dénommées généralement "humines" (PERRAUD et al. 1971).

Un traitement par l'acide chlorhydrique permet de libérer des "acides humiques liés au fer" et un traitement par l'acide fluorhydrique permet d'extraire ultérieurement des "acides humiques liés aux argiles". Ces deux fractions non extractibles directement par la soude représentent l'humine soluble (PERRAUD et al. 1971).

Après la dispersion dans la soude des acides humiques liés au fer et aux argiles, il subsiste encore en général une quantité importante du carbone organique du culot dans le cas de ces sols. Ce culot contient des débris végétaux non transformés que l'on peut éliminer par dissolution dans le bromure d'acétyle. C'est la nature de la fraction organique qui subsiste après cette extraction, fraction désignée sous le terme d' "humine non soluble", qui a été plus particulièrement étudiée par deux techniques :

- l'enregistrement du spectre d'absorption infra-rouge.
- l'étude des courbes d'analyse thermique différentielle, sous atmosphère d'oxygène, selon la méthode décrite par DUPUIS et al. (1970).

Les détails de la méthode suivie, les résultats obtenus sont présentés en détail par ailleurs (DUPUIS et CHEVERRY, 1973). On se contentera de résumer quelques points de cette étude, qui a porté :

- . sur les culots des onze échantillons dont l'étude des matières humiques par la méthode DABIN vient d'être présentée.
- . sur les glaebules noirs (et la gangue les enserrant) qui ont été décrits dans le polder alcalin de 50 ans (GANATIR).
- . sur des roseaux Typha australis récoltés sur les rives du lac, ou enfin sur des débris végétaux récoltés dans le salant noir du profil n° 6.

B. L'importance de l'humine non solubilisable.

Dans les échantillons étudiés, l'humine "solubilisable" ne représente qu'une fraction négligeable de l'humine totale. Seul l'échantillon de vase n° 3 en contient une proportion importante à la fois sous forme d'acides humiques "liés au fer" et d'acides humiques "liés aux argiles". Dans les autres cas, le taux de carbone de l'humine non solubilisable s'avère très élevé par rapport au carbone total, ce que montrent les dosages de carbone après l'attaque des culots par le bromure d'acétyle.

Echantillon (n° et nature)	% du carbone initial des culots subsistant après leur traitement au bromure d'acétyle
n° 4 (sol de 6 mois)	48
n° 6 (sol de 10 ans)	70
Glaebule (sol de 50 ans)	97

C. Les données de la spectrométrie infra-rouge (figures 46 et 47) : leur interprétation.

Rappelons brièvement que les substances organiques très variées rencontrées dans les sols peuvent être de nature non aromatique comme les hydrates de carbone (cellulose, hémi-cellulose, pectines) ou les protéines (hydrolysables par HCl 6 N en donnant des amino-acides). Elles comprennent

aussi de nombreux composés aromatiques comme les lignines, riches en phénols (ainsi d'ailleurs qu'en groupements méthoxyles et en chaînes aliphatiques).

Durant l'humification, ces composés peuvent évoluer en donnant naissance à diverses substances humiques (précédemment étudiées) et en humines (appelés jusqu'alors culots) non directement solubilisables dans les réactifs alcalins.

Les spectres d'absorption infrarouges ont été enregistrés :

- avant le traitement au bromure d'acétyle ;
- après ce traitement ;
- après enfin un traitement acide qui, outre qu'il détruit les argiles et les autres éléments minéraux qu'elles contiennent, hydrolyse plus ou moins complètement les résidus protéiques. Ces spectres d'humines ont été comparés avec ceux d'un certain nombre de substances organiques qui pourraient être à leur origine et notamment à de la lignine extraite par le procédé KLASON (PEARL, 1967), à partir des roseaux.

Ces examens de spectres, ces rapprochements suggèrent que :

1) Les spectres infrarouges de l'humine non solubilisable des échantillons de vases ou de sols des polders, entièrement débarrassée des résidus protéiques par hydrolyse acide, sont proches de celui de la lignine KLASON venant des roseaux, qui est une lignine partiellement oxydée. Ils en diffèrent cependant par une diminution des bandes des chaînes aliphatiques, plus ou moins marquée selon les échantillons.

En fait, ces spectres sont identiques à ceux d'échantillons de lignine KLASON exempte de résidus protéiques, chauffés en atmosphère inerte jusqu'à 350° environ. Cette "carbonisation" partielle de la lignine provoque le départ d'une grande partie des chaînes latérales, des groupements OH et des groupements OCH_3 .

2) L'humine des échantillons contient toujours de l'azote, mais celui-ci existe surtout sous forme hydrolysable par HCl 6N. Il ne s'y trouve pratiquement pas d'azote hétérocyclique comme on peut le vérifier après une fusion dans la potasse destinée à éliminer tout l'azote aminé.

Cette forme d'humine semble donc constituée par des composés ligno-protéiques. Les résidus protéiques paraissent solidement fixés sur un squelette aromatique provenant d'une lignine plus ou moins "carbonisée" selon l'échantillon.

Longueur d'onde en microns

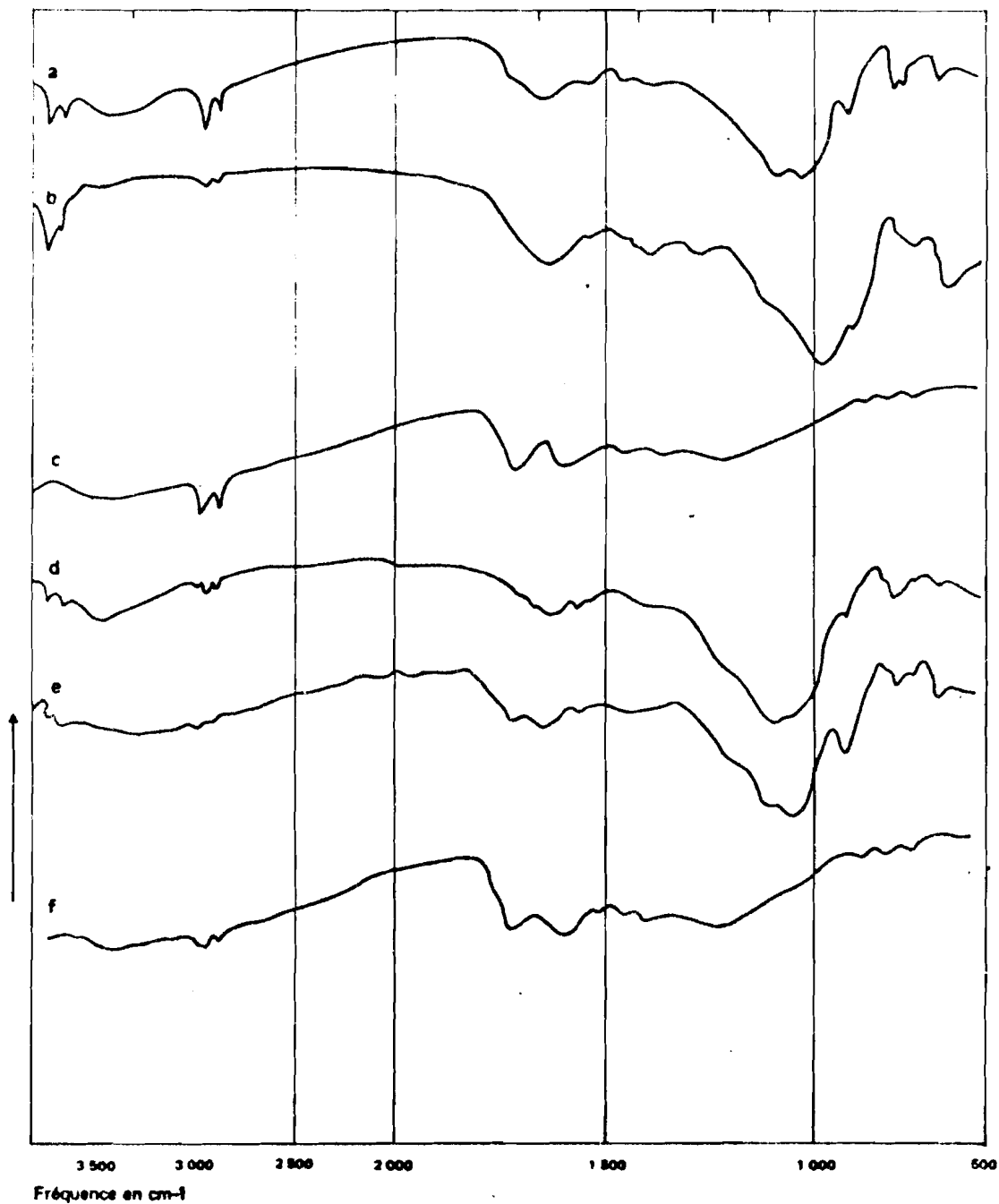


Fig. 46 — Spectres d'absorption infrarouge

- a. Résidu d'extraction du n°6
- b. Résidu d'extraction du n°6, traité au bromure d'acétyle
- c. Résidu d'extraction du n°6, traité au bromure d'acétyle, traité par HCl 6 N
- d. Résidu d'extraction du n°4
- e. Résidu d'extraction du n°4, traité au bromure d'acétyle
- f. Résidu d'extraction du n°4, traité au bromure d'acétyle, traité par HCl 6 N

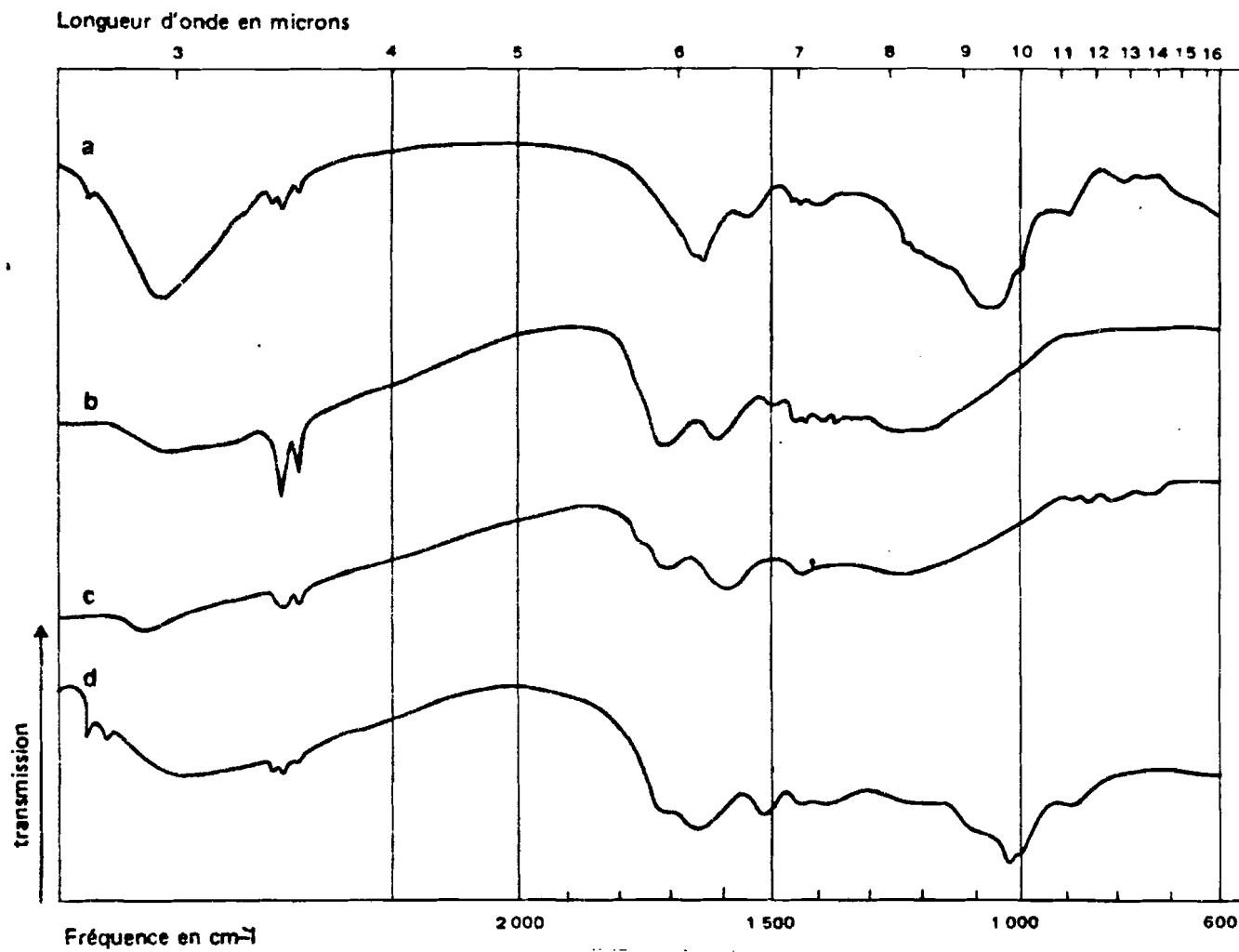


Fig. 47 – Spectres d'absorption infrarouge

- a. Roseaux lavés par HCl dilué
- b. Lignine de roseaux Klason
- c. Lignine de roseaux Klason chauffée à 350°
sous N₂
- d. Acides humiques de la vase n°3

Les spectres infrarouges indiquent une similitude entre ce squelette aromatique provenant d'une "carbonisation" de la lignine et celui de la lignine KLASON partiellement déshydroxylée et déméthoxylée sous l'effet d'un chauffage contrôlé.

3) Les glaebules noirs prélevés dans le polder de GANATIR constituent un cas particulier. Ils sont enchassés dans une gangue gris-clair. Les relations microscopiques entre gangue et glaebule ont déjà été présentées (chapitre VII, § IV).

La gangue contient une forte proportion de matières humiques extractibles par la méthode DABIN, et notamment à l'eau. Mais son humine non solubilisable, quoique proportionnellement moins représentée, a des caractéristiques proches de celles des échantillons de vases ou de sols venant d'être évoquées.

Les glaebules sont par contre différents. Ils contiennent une fraction infime de matière organique extractible par la méthode DABIN, et une très forte proportion d'humine non solubilisable. Celle-ci semble le résultat d'une carbonisation assez poussée de la lignine au cours de laquelle les phénols sont oxydés en quinones. Cette lignine déshydroxylée et oxydée forme des liaisons très solides avec des résidus protéiques. De plus, elle contient, contrairement aux autres échantillons, une teneur élevée en azote hétérocyclique.

D. Les données de l'analyse thermique différentielle : leur interprétation. (figure n° 48)

Là encore, on ne détaillera ni la méthode ni les résultats présentés par ailleurs (DUPUIS et CHEVERRY, 1973). Le principe est le même que pour l'étude par infrarouges : on compare les courbes avant et après extraction au bromure d'acétyle et enfin après les traitements acides qui libèrent les résidus protéiques.

L'analyse des substances humiques par ATD sous O_2 permet en particulier de distinguer^{par} plusieurs pics exothermiques les fractions volatiles aliphatiques et les résidus carbonés "fixés" aromatiques. On a comparé également les courbes obtenues après un préchauffage sous atmosphère inerte (azote).

Les échantillons se regroupent en deux catégories :

a) Ceux où la courbe d'ATD est modifiée après le traitement acide.

Tout se passe comme si la lignine peu transformée, liée à des matières protéiques libérées par les acides, subissait le même processus de décomposition que la lignine seule. On peut penser que dans ce cas la

lignine n'était pas modifiée de manière entièrement irréversible.

b) Ceux où la courbe d'ATD n'est pas modifiée après le traitement acide.

Dans ce cas, la lignine a subi une "carbonisation" presque totale. Elle a perdu pratiquement toute la fraction volatile (chaines latérales CH_2 et CH_3 , OH phénoliques et alcooliques). Il peut subsister dans cette sorte d'humine des noyaux aromatiques portant des fonctions quinones et des noyaux hétérocycliques azotés. C'est le cas des glacébules.

Les données de spectrométrie infra-rouge et d'analyse thermique différentielle s'avèrent donc convergentes. Rapprochées des données de la méthode DABIN, elles permettent une interprétation plus globale sur l'origine et l'évolution de l'héritage organique.

3. Conclusion et interprétation de l'étude^{de}/caractérisation de l'héritage organique.

- La tranche supérieure des sédiments lacustres livrés à la pédogénèse (les vases superficielles) est enrichie, au niveau du lac et dans la région de l'archipel, en matière organique. Cette matière organique est d'origine végétale. ATD et spectrométrie infra-rouge montrent que "l'humine" se forme à partir de la lignine et de résidus protéiques provenant notamment des roseaux du lac.

- Dans le milieu même de sédimentation, la désagrégation physique des matières organiques légères, par fragmentation très fine, leur fait perdre leur liberté par rapport à l'argile.

- Lors de la pédogénèse, l'oxydation de la fraction ligneuse favorise les liaisons avec l'argile. Cette lignine, en milieu humide, localement riche en carbonate de sodium, s'oxyde et perd une partie des fonctions hydroxydes et méthoxyles qu'elle contient, ainsi que des chaines aliphatiques. Cette transformation peut être plus ou moins accentuée.

La lignine fixe des fractions protéiques sous une forme très stable et très résistante à l'hydrolyse par l'acide chlorhydrique 6 N. Divers types d'échantillons sont observés selon que l'on s'oriente plus ou moins vers l'un des pôles suivants :

a) Les débris végétaux sont peu transformés. L'humine, après élimination de la fraction protéique, laisse un produit très proche de la lignine.

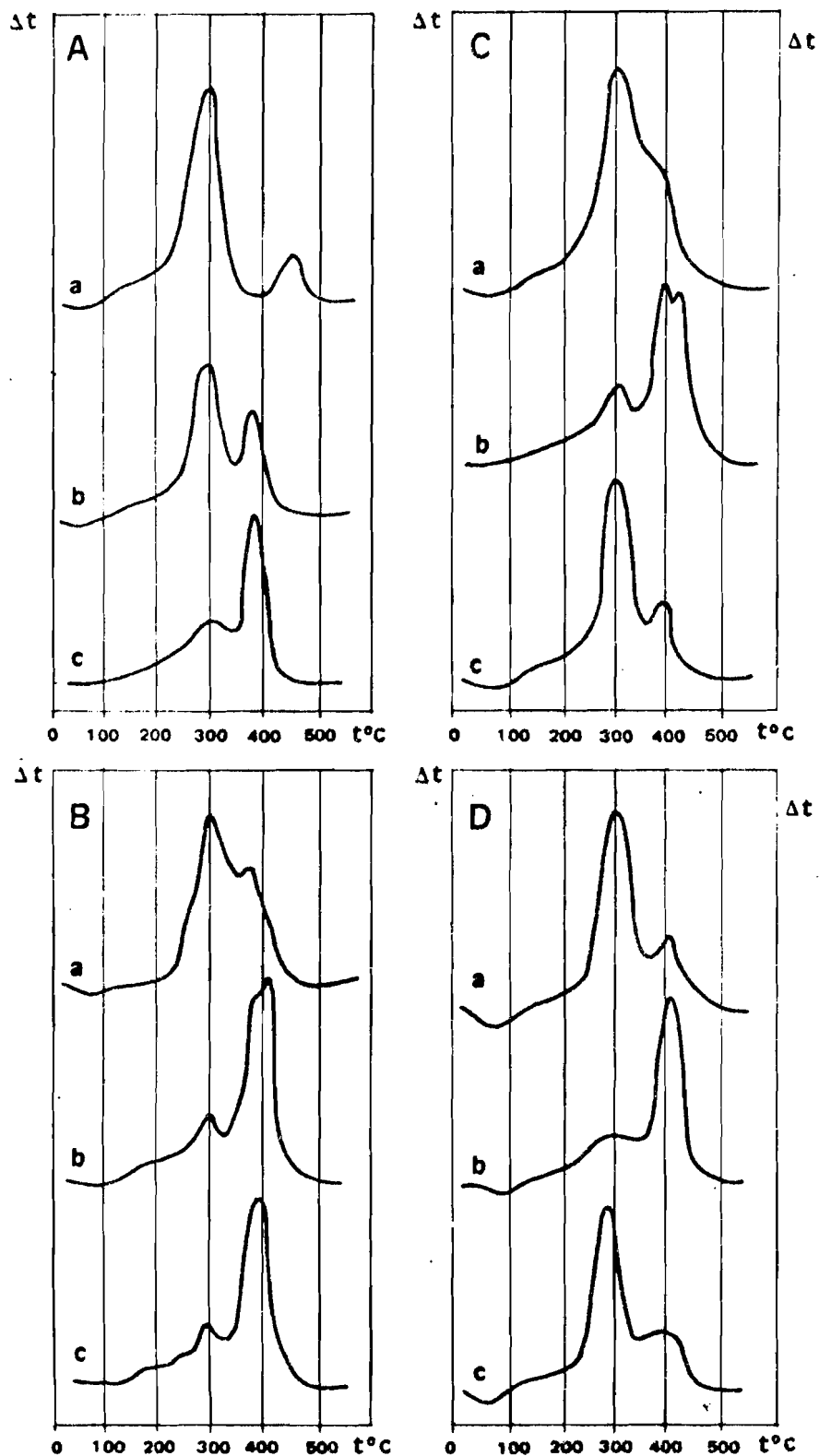


Fig. 48 – Courbes d'analyse thermique différentielle

A - a. Lignine roseaux Klason
b. Lignine roseaux Klason traitée HCl 6 N
c. Lignine roseaux Klason traitée HCl 6 N, chauffée à 350° sous N₂.

C - a. Résidu d'extraction du n°3
b. Résidu d'extraction du n°3, traité au bromure d'acétyle
c. Résidu d'extraction du n°3, traité au bromure d'acétyle, HCl 6 N.

B - a. Résidu d'extraction du n°4
b. Résidu d'extraction du n°4, traité au bromure d'acétyle
c. Résidu d'extraction du n°4, traité au bromure d'acétyle, HCl 6 N.

D - a. Résidu d'extraction du n°6
b. Résidu d'extraction du n°6, traité au bromure d'acétyle
c. Résidu d'extraction du n°6, traité au bromure d'acétyle, HCl 6 N.

b) Les débris végétaux ont été fortement modifiés sous l'action de facteurs qui provoquent la "carbonisation" quasi-totale de la lignine. C'est le cas des glaebules.

Il est à noter que cette seconde forme d'humine, après l'élimination de la fraction protéique, est proche de celle qu'on peut isoler dans des horizons de surface des sols acides de Pays atlantiques (podzols) (DUPUIS T. et al., à paraître).

- Dans le cas des sols de polders différenciés par la voie "saline neutre", l'analyse pédologique a montré que tout se passait comme si la matière organique se liait à l'argile lors du dessèchement consécutif à la poldérisation.

Ce problème des liaisons argile-matière organique a fait l'objet de plusieurs mises au point bibliographiques (CALVET, 1963 ; GREENLAND, 1965 ; MORTLAND, 1970 ; CHASSIN, communication orale, 1973). La plupart des auteurs ont travaillé sur des argiles pures et sur des molécules organiques simples (SIESKIND, 1962). Il n'était donc pas question d'aborder directement ce problème à partir de constituants complexes des sols de polders, mais de fournir des éléments d'information ou des hypothèses concernant ce problème.

On peut à partir de la caractérisation présentée dans les pages précédentes émettre l'hypothèse que les chaînes aliphatiques coupées des noyaux aromatiques lors de l'oxydation de la lignine sont parmi les éléments organiques qui se lient aux montmorillonites et leur font perdre une partie de leurs propriétés de gonflement (BARSHAD, 1952).

Rappelons que les complexes organiques des argiles ont d'autres caractères particuliers : la surface de l'argile devient hydrophobe (BRADLEY, 1945), la capacité d'échange est réduite (KOWN, 1969). Les conditions de floculation sont modifiées (CHANG et al., 1968).

Ces liens entre l'argile et la matière organique ne joueraient pas de façon aussi serrée dans le cas des sols de la voie "alcaline". Deux raisons sont avancées :

- le dessèchement du sol est bien moindre ;
- la mobilité de certaines fractions organiques (extractibles à l'eau) est trop forte pour que les liens s'établissent.

IV. LE CYCLE ET LE BILAN DU SOUFRE DANS LES SOLS DE POLDERS.

1. Le problème de l'origine du soufre dans les polders.

Ce problème a été évoqué à plusieurs reprises : les eaux du lac Tchad sont pauvres en sulfates (moins de 0,1 mé/litre) ; les sédiments du lac contiennent des réserves modestes en sulfures. Or on a montré qu'au cours de leur histoire, les sols de polders s'enrichissent en composés minéraux du soufre :

- dans les sols de la voie "saline neutre", il s'agit de sulfates : de sodium puis de calcium (gypse), localement de fer et de potassium (jarosite).

- dans les sols de la voie "alcaline", il s'agit de sulfures métalliques, qui s'accumulent à faible profondeur.

Ceci pose donc le problème de l'origine de ces composés minéraux du soufre. Elle peut être double :

- les sulfates des eaux d'infiltration alimentant la nappe phréatique du polder à partir de la nappe régionale. Certaines eaux profondes sont en effet assez riches en sulfates (DIELEMAN et al. 1963 ; ROCHE, 1974).

- les composés du soufre libérés lors de la minéralisation de l'héritage organique.

2. Bilan du soufre du sol en fonction de l'âge de ce sol. Rôle du soufre organique sédimentaire.

La méthode suivante a été appliquée :

- Le soufre total du sol est mesuré par une calcination dans un four à 1450°, suivie d'un dosage coulométrique du SO₂ dégagé (laboratoire des S.S.C. ORSTOM, BONDY, M^{me}VERDONI).

- Dans ce soufre total, la part du soufre organique est estimée par calcul, à partir des données du carbone organique. Les quelques analyses effectuées par la méthode CHANTRET ont en effet donné des valeurs du rapport C_{or.}/S_{org} de l'ordre de 70. C'est cette valeur qui a été prise comme base de calcul.

La différence entre le soufre total mesuré et le soufre organique ainsi calculé correspond assez bien (Tableau L, figure 49) aux sulfates dosés sur des extraits aqueux après séchage à l'air des échantillons, avec une dilution suffisante pour dissoudre tout le gypse. Ceci est dû au fait

que les sulfures de ces sols sont facilement réoxydables lors du séchage à l'air, et sont donc compris dans cette fraction sulfate.

Ceci indique également que la méthode d'estimation du soufre organique est un instrument satisfaisant dans ce cas. Cette part du soufre organique s'avère très variable avec l'histoire du sol.

A. Les réserves en soufre total d'un sol jeune (profil n° 1 : 7 mois), sont importantes : 0,25 % sur les 50 cm superficiels. Le soufre organique représente une forte proportion, 63 %, de ce soufre total.

B. Dans des sols de 20 ans, différenciés principalement par la voie "saline neutre", les teneurs en soufre total sont variables selon la position du sol le long des toposéquences. En amont de la séquence de GUINI (profil n° 3) (chapitre VI), le soufre organique représente toujours 62 % du soufre total, mais ce dernier a très fortement baissé (0,1 % sur 50 cm). En aval de cette même séquence (profil n° 4), la teneur en soufre total a plutôt augmenté, mais le soufre organique ne représente plus que 15 % de ce soufre total. L'interprétation est la suivante :

- En amont, les sols se sont fortement appauvris en soufre organique au cours de ces vingt ans. La perte est de l'ordre de 0,1 %. Ce soufre organique s'est minéralisé, oxydé, puis il a été entraîné vers l'aval.

- En aval, une fraction moins forte de ce soufre organique originel s'est minéralisée et oxydée. Aux sulfates ainsi formés sur place se sont ajoutés les sulfates drainant de l'^{amont}~~aval~~ (Figure n° 49).

Un bilan peut être tenté : le profil n° 3, "éluvié", représente une bande de 500 m de large. Le profil n° 4, "illuvié", représente une bande de 100 m de large. Les 0,1 % de soufre organique, puis minéralisé, qui ont ainsi migré représenteraient donc 0,5 % environ de soufre (à l'état de S^{--} jusqu'en 1966, de SO_4^{--} depuis) en aval. Or cette valeur est du même ordre que celle relevée.

Ce calcul est très estimatif. Il permet cependant une hypothèse : dans un polder de 20 ans de la voie "saline neutre", une bonne partie des composés minéraux du soufre accumulés à l'aval proviendraient de la minéralisation du soufre organique sédimentaire, puis de sa redistribution dans le paysage.

TABLEAU L. TENEURS EN SOUFRE TOTAL (mesurées) SOUFRE ORGANIQUE (calculées)
DES PROFILS ETUDIÉS.

Comparaison de (S total - S organique) avec les teneurs en
soufre des sulfates (mesurées).

	(1)	(2)	(3)	(4)		(1)	(2)	(3)	(4)
	S. total	S. organ.	(1)-(2)	S. de SO ₄		S. total	S. organ.	(1)-(2)	S. de SO ₄
<u>Profil n°1</u>					<u>Profil n°4</u>				
3 - 6cm	0,25	0,165	0,085	0,053	0 - 5cm	0,13	0,073	0,057	0,059
16 - 26cm	0,25	0,145	0,105	0,065	10-20cm	0,29	0,053	0,237	0,250
26 - 36cm	0,20	0,17	0,030	0,025	30-40cm	0,84	0,096	0,744	0,700
42 - 51 cm	0,37	0,195	0,175	0,04	70-80cm	0,75	0,073	0,677	0,650
55 - 65 cm	0,29	0,135	0,155	0,090	100-110cm	0,27	0,077	0,193	0,160
80-100cm	0,15								
200-220cm	0,08				<u>Profil n°6: (Décembre 1969)</u>				
280-300cm	0,32				2-7cm	0,17	0,07	0,100	0,090
370-400cm	0,24				17-25cm	0,36	0,09	0,270	0,225
					30-40cm	0,54	0,12	0,420	0,245
<u>Profil n°2</u>					65-75cm	0,163	0,065	0,098	0,020
0-5cm	0,52	0,210	0,310	0,093					
5-10cm	0,61	0,200	0,410	0,215	<u>Ganotir</u>				
10-20cm	0,40	0,172	0,228	0,218	2-5cm	0,075	0,044	0,031	0,017
20-30cm	0,33	0,200	0,130	0,157	20-30cm	0,16	0,084	0,076	0,096
37-47cm	0,18	0,121	0,059	0,041	35-45cm	0,13	0,073	0,057	0,110
50-60cm	0,05	0,058	0,008	0,010					
					<u>Profil n°8</u>				
<u>Profil n°3</u>					10-20cm	1,7	0,046	1,654	1,500
0-10cm	0,13	0,09	0,040	0,025	40-50cm	1,6	0,046	1,554	1,344
10-20cm	0,12	0,07	0,050	0,037	65-75cm	1,2	0,024	1,176	1,184
30- 40cm	0,08	0,05	0,030	0,022	90-100cm	1,1	0,027	1,073	0,992
60-70cm	0,04	0,026	0,014	0,022					
90-100cm	0,033	0,017	0,016	0,021	<u>Latir</u>				
150-160cm	0,34	0,152	0,188	0,130	0-5cm	0,5	0,02	0,498	0,528
190-200cm	0,28	0,136	0,144	0,102	30-40cm	0,4	0,034	0,366	0,416
					100-110cm	0,5	0,058	0,442	0,448

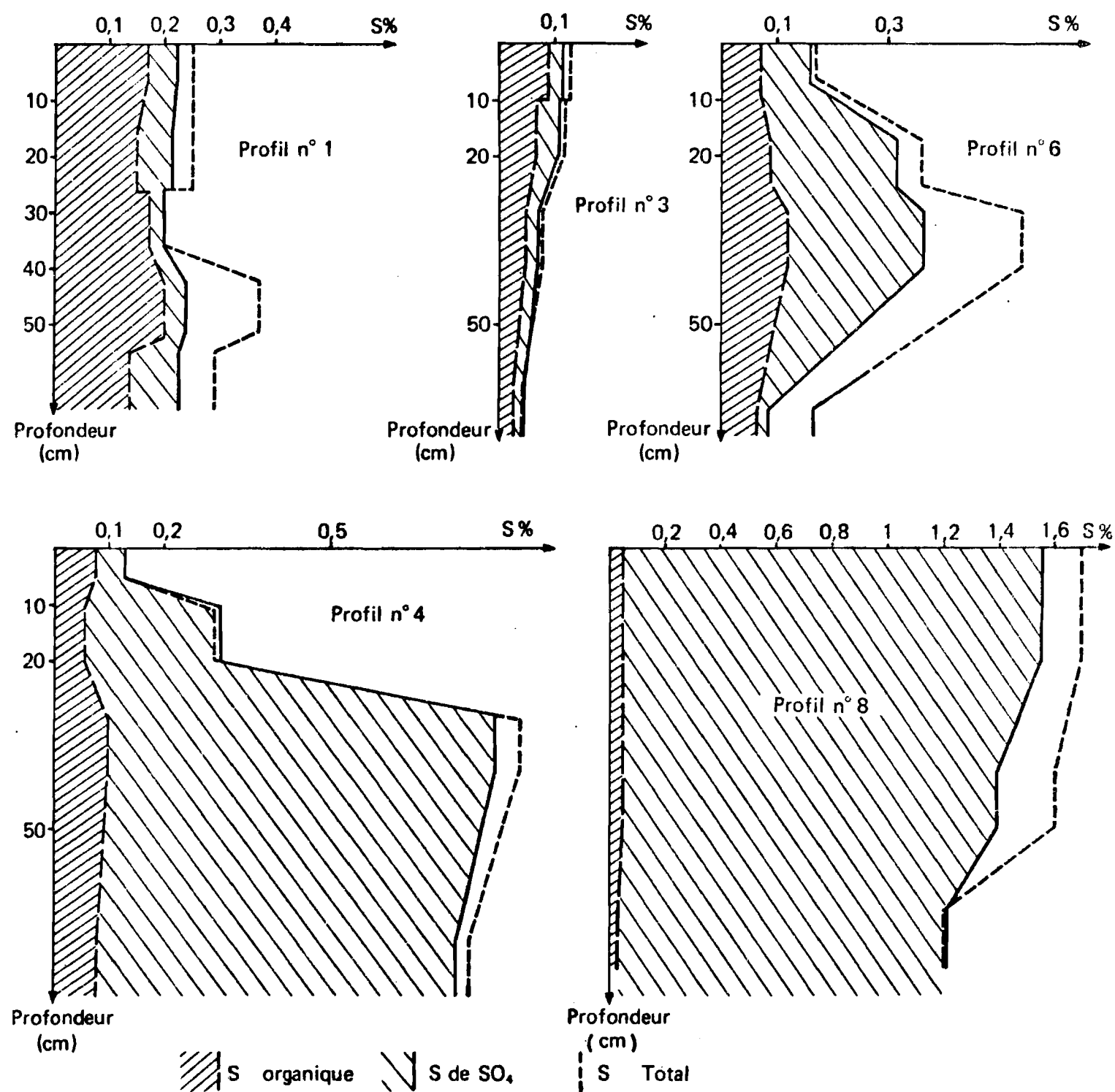


Fig. 49 - Les formes du soufre dans cinq des profils précédemment étudiés

C. Dans des sols de 15 ans, différenciés par la voie "alcaline" (profil n° 6, chapitre VII), la minéralisation a été un peu moins rapide. L'allure du phénomène est cependant la même et le soufre organique ne représente plus que 35 % du soufre total. La minéralisation s'arrête ici au stade des sulfures.

D. Dans le sol de l'ouadi de LATIR (profil n° 8), terme de l'évolution alcaline, le soufre organique ne représente plus que 3 % du soufre total.

Dans ce processus d'enrichissement des sols de polders en composés minéraux du soufre, les sédiments superficiels jouent le premier rôle : ce sont eux les plus riches en matière organique (surtout les vases brunes) et ce sont eux qui sont minéralisés les premiers. Mais on peut noter que les profils disposent à partir de 150 cm de profondeur environ d'une autre réserve organique importante : l'argile "limoneuse", à 15-20 % de matière organique. Et on constate effectivement que le rôle des composés minéraux du soufre augmente encore lorsque ces niveaux sédimentaires sont touchés par la pédogénèse (Profil n° 3).

3. L'origine des sulfates des eaux d'infiltration.

Le soufre organique légué par les sédiments ne semble toutefois pas être la seule source des composés minéraux dont l'accumulation est observée dans les sols de polders. Les eaux d'infiltration prélevées en contrebas des dunes contiennent des sulfates, à concentration faible mais significativement plus forte que celle des eaux lacustres (chapitre troisième).

DIELEMAN et al. (1963), ROCHE (1970) ont effectivement observé, mais seulement localement, des eaux de la nappe sous les dunes, ou des eaux profondes, relativement chargées en sulfates. Ces auteurs font appel à des mécanismes de dissolution de sels accumulés dans des lentilles argileuses enfouies sous les sables. Ce mécanisme est effectivement celui que nous avons observé, en contrebas de certaines dunes : la présence, à 1 ou 2 m au-dessus du niveau du polder, de lentilles argileuses assez riches en sulfates a été mise en évidence et on a montré (CHEVERRY, 1970) que ces sels ne pouvaient pas provenir uniquement d'une accumulation lors de la pédogénèse actuelle : ils étaient eux-mêmes hérités d'une phase de régression antérieure. Ils sont en cours de redissolution par les eaux alimentant les polders. Mais les évaporites ainsi révélées ne représentent que de très faibles réserves.

La nappe régionale reste bicarbonatée sodique, ou calcique. Les sulfates apportés par les eaux de la nappe au niveau des polders ne représentent, donc semble-t-il, qu'une source d'appoint en composés du soufre. C'est la matière organique du sédiment qui constitue la première source de soufre, du moins à l'échelle des temps étudiés (20 ans).

4. Le cycle du soufre dans les polders. Comparaison avec le cycle du soufre dans les sols de mangroves. Signification géochimique.

Le cycle du soufre dans les polders est résumé par un schéma (Tableau L bis). La comparaison avec le cycle du soufre dans le cas de sols jeunes, à la même latitude, mais en milieu marin a été tentée (VIEILLEFON et CHÉVÉRY, 1974).

Dans les deux cas, une des premières manifestations de la pédogénèse est la colonisation des vases par les végétaux (mangroves ou roseaux). La réduction des composés du soufre, l'accumulation des sulfures de fer (monosulfures dans les polders : trofélite) (pyrite dans les mangroves) se développent. Dans le cas de minéralisation du soufre organique, l'analogie avec le cycle de l'azote est classique (STARKEY, 1966) : la phase de réduction (sulfures) correspond à l'ammonification,

Cette soustraction des sulfates facilite l'action des autres sels en présence. Dans le cas des chlorures (mangroves) cela ne modifie pas à long terme les propriétés du milieu car ce sont des sels neutres. Par contre, les carbonates alcalins des polders continentaux modifient les propriétés du matériau originel (matière organique, propriétés physiques).

Lors de la phase de réoxydation consécutive à l'aération du milieu, l'évolution des composés du soufre est orientée d'une part suivant l'organisation acquise par le sol lors de la phase précédente (structure plus ou moins dégradée) d'autre part suivant la nature du matériau originel. Si le milieu n'est pas tamponné par une réserve carbonatée calcique suffisante (cas des mangroves), le pH devient franchement acide et les composés du soufre sont alors réimmobilisés à l'état peu soluble (jarosite).

Dans un milieu continental au contraire, la réoxydation neutralise au moins partiellement les accumulations précédentes de carbonate de sodium avec apparition localement de gypse. Ce passage du calcium, précédemment à l'état de calcite, sous forme plus soluble modifie le rapport alcalins/alcalino-terreux dans les solutions du sol et provoque une désalcalisation.

Dans le cas de la voie "saline neutre", le relais se produit rapidement. Dans le cas de la voie "alcaline", il ne se produit pas. Certaines des combinaisons oxydées du soufre : gypse des sols de la voie "saline neutre" des polders, jarosite des mangroves, étant parmi les sels les moins solubles du milieu seront les dernières touchées si les conditions (action des eaux météoriques, drainage) deviennent favorables à un lessivage partiel des sels. Ainsi, la pédogénèse qui a eu tendance, dans une première étape, à réduire le rôle des composés du soufre par rapport aux sels régionalement dominants (chlorures ou carbonates) a au contraire tendance à privilégier ensuite leur influence en les laissant en dernier lieu parmi les sels les plus actifs au contact du sol et de son complexe adsorbant.

V. ELEMENTS DE GEOCHIMIE ISOTOPIQUE.

Leur application à l'étude du cycle du carbone organique.

1. Introduction.

Les déterminations ont concerné les teneurs en isotopes stables ^{18}O et surtout ^{13}C . L'intérêt de l'étude du rapport $^{18}\text{O} / ^{16}\text{O}$ pour préciser les relations entre le lac Tchad et sa nappe bordière (FONTES, MAGLIONE, ROCHE, 1969) a déjà été évoqué au chapitre I~~2~~. Un programme complémentaire a porté sur des échantillons de végétaux supérieurs, d'eaux phréatiques, de gaz des sols, de sels carbonatés, et enfin de sols proprement dits. Ces échantillons ont été prélevés dans les polders de la région de BOL et notamment dans les profils déjà décrits. Les résultats font l'objet d'une étude particulière (FONTES, SAYOL, FILLY, CHEVERRY, 1974), dont on se contente ici d'extraire les données et quelques interprétations en rapport avec l'idée directrice de ce mémoire, c'est à dire l'intervention de la matière organique dans les phénomènes pédologiques et géochimiques. C'est pourquoi l'accent est mis sur l'étude du rapport $^{13}\text{C} / ^{12}\text{C}$.

Sans revenir ici sur la méthodologie, ni sur les données théoriques concernant les isotopes stables (CRAIG, 1954 ; GALIMOV, 1966 ; PEARSON et al. 1970 ; LERMAN, 1974), on rappelle que la composition isotopique se repère en parts pour mille de différence par rapport à un standard de référence et s'exprime en unités deltas (δ) :

$$\delta = \frac{R_{\text{éch.}} - R_{\text{std.}}}{R_{\text{std.}}} \cdot 1000 \quad \text{avec } R = \frac{^{13}\text{O}}{^{16}\text{O}} \quad \text{ou} \quad \frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \quad \begin{array}{l} \text{éch. : échantillon} \\ \text{std. : standard} \end{array}$$

Pour le carbone comme pour l'oxygène, le standard est le PDBI, c'est à dire la composition isotopique du carbonate d'une bélemnite du Crétacé supérieur de l'Est des U.S.A.

2. Les données sur les végétaux supérieurs.

La couverture végétale actuelle des polders ou des bras du lac avoisinants est caractérisée par la grande diversité de sa composition isotopique ($^{13}\text{C} / ^{12}\text{C}$) selon l'espèce végétale, et même selon la partie du végétal, considérés. Ceci est conforme aux résultats récents de LERMAN (1974).

Composition isotopique (^{13}C) de végétaux supérieurs prélevés dans les polders.*

Végétal et emplacement du prélèvement	^{13}C PDB	Végétal et emplacement du prélèvement	^{13}C PDB
<u>Cyperus papyrus</u> (tiges) (Broumtchilloum)	-11,2	<u>Phragmites communis</u> (tige) (Profil n° 4)(0,5)	-28,0
" (Bras de Matafo)	-11,0	" (tige) (Bras de Matafo)	-28,2
" (Barrage de Bérim)	-13,5	" (feuille) (Profil n° 7)	-24,2
<u>Paspalidium</u> (Profil n° 1)	-12,9	" feuille (Profil n° 6)	-28,2
Graminée (Profil n° 7)	-15,4	<u>Typha australis</u> (tige et inflores) (Profil n° 6)	-27,7
Graminée (Polder de Carré)	-10,0	" (Bras de Dagoula)	-30,9
		" (Bras de Bol)	-27,8

Les valeurs se regroupent toutefois autour de deux pôles :

- un pôle à δ compris entre - 10 et - 15 ‰ , qui comprend le Cyperus papyrus et la plupart des espèces herbacées (Paspalidium, ..)
- un pôle à δ compris entre - 24 et - 31 ‰, qui comprend le Phragmites communis, le Typha australis.

Ces différences sont liées au fait que ces plantes n'ont pas le même cycle d'élaboration des glucides primordiaux. On distingue en effet le cycle de Kelvin et celui de Hatch - Slack (1966).

* Les tableaux concernant des données isotopiques n'ont pas été numérotés.

3. Les données sur la matière organique des sols. (après décarbonatation des échantillons).

La composition isotopique de la matière organique du sol est assez homogène, et ceci sur une épaisseur de sédiment (ou de sol) de 60 cm. Or ces valeurs, bien groupées entre - 18,5 et - 24 ‰ sont en position médiane par rapport aux deux pôles végétaux précédemment définis. Ce rapprochement fournit de nouveaux éléments d'interprétation.

Composition isotopique (^{13}C) de la matière organique des sols.

Emplacement et profondeur du prélèvement	$\delta^{13}\text{C}$ PDB	Emplacement et profondeur du prélèvement	$\delta^{13}\text{C}$ PDB
Profil n° 1 10 à 20 cm	-23,8	Profil de Carré 20 à 30 cm	-20,8
Profil n° 4 10 à 20 cm	-20,3	" 50 à 60 cm	-21,0
Profil n° 6 50 à 60 cm	-20,1	Profil du bras de Matafo	
		0 à 10 cm	-21,8
Profil de Ganatir 10 à 15 cm	-22,1	" 10 à 20 cm	-18,5
Profil de Carré 5 à 10 cm	-23,1	" 50 à 60 cm	-22,3
Profil n° 6 bis 0 à 1 cm (salant noir)	-36,5	Profil en Bérin Nord	
		50 à 60 cm	-19,0
" 5 à 15 cm	-19,0		

- La composition isotopique de la matière organique du sol est dans plusieurs cas très différente de celle de la végétation qui a colonisé ce sol (cas du profil n° 1, du profil de Carré...). Ceci est compatible avec le faisceau de données micromorphologiques ou géochimiques déjà présentées : la matière organique des sols de polders est en bonne part héritée de la sédimentation.

- Mais cet enrichissement en milieu lacustre est lui-même attribué à l'incorporation dans le sédiment de fins débris végétaux. L'homogénéité des valeurs trouvées, rapprochée de l'hétérogénéité des valeurs équivalentes pour les végétaux, supposerait donc un mécanisme d' "intégration", de mélange de particules provenant de diverses espèces. Ce mécanisme pourrait jouer dans les eaux des bras du lac, par suite d'une certaine agitation de ces eaux.

- Dans cette hypothèse, il faudrait admettre que la contribution des Cypérus papyrus à l'enrichissement des sédiments en matière organique n'est pas décisive.

- Une valeur fait exception, c'est celle du salant noir superficiel. Cette matière organique a un δ très bas (- 36,5). Cette valeur rend effectivement compte d'une matière organique soluble dans l'eau, liée à une évolution du stock initial organique en molécules relativement légères.

4. Les données sur les gaz dans le sol (CO_2).

Les gaz ont été prélevés à l'aide d'une aiguille creuse en acier inoxydable abouchée à une éprouvette préalablement vidée d'air. Les valeurs de δ obtenues sont comprises entre - 23 ‰ et + 3 ‰.

Composition isotopique (^{13}C) du gaz prélevé dans les profils étudiés.

	Profil n° 3	Profil n° 4	Profil n° 6	Profil n° 7	Profil Carré	Profil Ganatir	Profil n° 8	Profil n° 1	Bras de Matafo	Bras de Koyorom
$\delta^{13}\text{C} / \text{PDB}$	-22,2	-17,1	-16,9	-16,6	-18,0	-12,5	-18,1	-10,2	+0,3	+5,9

Cette large gamme de variations peut s'interpréter en fonction des données pédologiques :

- La valeur la plus basse est observée dans le profil n° 3. Le δ de - 22 ‰ est très proche de la valeur moyenne relevée pour la matière organique du sol. Le CO_2 de l'atmosphère de ce sol résulte presque exclusivement d'un métabolisme évolutif du stock organique (décarboxylation d'acides organiques), sans intervention de carbonates minéraux.

Ceci est en accord avec l'interprétation de ce profil (chapitre VI, § II). Dans ce sol, on a en effet observé la néoformation de jarosite, qui a été attribuée à la réoxydation des sulfures dans un milieu ne contenant plus de réserves carbonatées.

- Les autres valeurs sont des valeurs intermédiaires, en ce sens qu'il y a toujours intervention du stock organique du sol, mais aussi de CO_2 lié aux carbonates du sol (pôle minéral), qui participe à la pression partielle de l'atmosphère du sol. Effectivement, ces gaz ont été prélevés dans des sols qui contiennent des carbonates.

- L'atmosphère des sols des très jeunes polders est caractérisée par des valeurs de δ plus élevées. Ceci est net dans les 2 échantillons de bras du lac exondés depuis moins d'un an (anse de Matafo, Koyorom). La matière organique du sédiment n'est pas encore intervenue sur l'équilibre du CO_2 dans le sol.

5. Les données sur les eaux phréatiques.

Le carbone total dissous a été précipité par action du chlorure de baryum en excès. Les résultats sont plus complexes à interpréter. Certaines eaux, en particulier celles des paysages marécageux, ont des deltas négatifs, traduisant une influence organique et un équilibre avec l'atmosphère du sol (carbone organique dissous à l'état de CO_2). Mais la plupart des teneurs en ^{13}C sont plus hautes que celles du standard, ce qui traduit une influence marquée de la phase minérale, par l'intermédiaire des carbonates solides, ou de l'atmosphère.

Composition isotopique (^{13}C et ^{18}O) des carbonates et bicarbonates des eaux de la nappe phréatique.

Emplacement	100 m amont du profil n° 1	200 m aval du profil n° 1	Profil n° 6	Profil n° 7	Profil de Ganatir	Bordure de Latir	Bras de Matafo	Koyorom est Bérin	
$^{13}\text{C}/\text{PDB}$	+ 3,7	+ 3,1	-2,3	-5,9	-7,1	- 0,1	+ 7,6	- 7,9	+ 0,8
$^{18}\text{O}/\text{PDB}$	- 0,6	- 2,7	-6,4	-2,7	-4,3	- 0,3	- 5,4	+ 8,1	+ 9,8

6. Les données sur le niveau de carbonatation ancienne.

Ces données sont très homogènes, alors que les prélèvements ont été effectués en des endroits très différents. Ce niveau est daté (chapitre II) de 450 ans BP, et composé d'une calcite légèrement magnésienne. Les données (^{13}C et ^{18}O) évoquent une précipitation dans un système clos (effet de "réservoir"), hors de toute participation de CO_2 d'origine organique, et sans équilibre des bicarbonates dissous avec le CO_2 de l'atmosphère.

Ceci pose le problème de la genèse de cette accumulation ancienne, genèse évoquée au chapitre II. Ce carbonate de calcium aurait pu précipiter au sein, ou sous une couche argileuse et boueuse, jouant le rôle d'écran et dans un milieu isolé de l'atmosphère, mais en contact avec des remontées de méthane, telles que l'on en observe dans certains des paysages marécageux décrits (chapitre VII).

Composition isotopique (^{13}C , ^{18}O) du niveau de carbonatation ancienne.

Emplacement du prélèvement	Profil n° 3	50m amont Profil n°3	Profil n° 1	Sud-Ouest Guini	Nord Bérin
^{13}C / PDB	+ 8,1	+ 7,8	+ 7,5	+ 8,6	+ 7,7
^{18}O / PDB	+ 4,3	+ 3,2	+ 2,7	+ 4,6	+ 3,2

7. Les données sur les carbonates actuels.

Composition isotopique de carbonates actuels et superficiels (calcite et trona).

Emplacement	δ $^{18}\text{O}/$ PDB	δ $^{13}\text{C}/$ PDB	Emplacement	δ $^{18}\text{O}/$ PDB	δ $^{13}\text{C}/$ PDB
200 m aval du profil n°1	+ 9,4	+ 8,9	Profil de Carré	+5,2	+ 2,1
400 m aval du profil n° 1	+ 5,1	+14,2	Profil de Ganatir	+3,7	+ 1,0
Profil n°6. Salant noir et brun	+ 0,7	- 3,2	Profil n° 8	+3,9	- 0,5
" Salant brun clair	- 1,3	- 0,7	Profil de Dané Koné	+3,4	+ 7,1
Profil n°6 bis. Salant noir	+10,5	+ 0,3	Bras de Matafo	-1,2	- 2,4
" Sel subsuperficiel	+ 2,4	- 0,3	Bras de Koyorom	+1,0	+ 7,8

- les teneurs en oxygène 18 , fréquemment fortement positives, révèlent qu'il s'agit dans la plupart des cas de dépôts précipités au sein d'eaux fortement marquées par la "sur-évaporation". Un exemple en est le salant noir du profil n° 6 bis.

- les teneurs en carbone 13 montrent que la part d'un carbone provenant de l'héritage organique est nulle ou faible dans les carbonates récemment précipités en surface du sol.

- certains carbonates actuels présentent une analogie de composition isotopique avec les carbonates anciens. Ceci est à rapprocher du phénomène de formation des "champignons" organo-salins en surface du polder de CARRE (ch. VII, § II). Ces champignons correspondent, rappelons-le, à l'emprisonnement d'une bulle gazeuse (méthane) dans un enduit qui s'est consolidé avant que le gaz ne s'échappe du sol. L'enduit est composé d'un mélange de carbonates et de matière organique amorphe.

- une interprétation plus détaillée devrait tenir compte de la composition minéralogique exacte de ces échantillons.

8. Conclusions.

Ces quelques éléments de géochimie isotopique constituent de nouveaux arguments pour étayer des interprétations pédologiques déjà présentées. Ceci concerne la genèse du salant noir, la genèse de jarosite par exemple.

Ils ouvrent des perspectives d'interprétation à des phénomènes que l'étude pédologique n'avait pu que décrire. L'intervention supposée de méthane pour expliquer certaines caractéristiques du dépôt ancien de calcite est une hypothèse d'autant plus riche qu'elle est illustrée par certains phénomènes localisés, actuels (la formation des "champignons organo-salins").*

Ces éléments de géochimie isotopique fournissent surtout un instrument pour apprécier le rôle respectif de la matière organique du sédiment et des carbonates minéraux déjà précipités comme sources du carbone du CO_2 de l'atmosphère des sols et du carbone dissous dans les eaux des nappes phréatiques. La part du carbone d'origine organique semble diminuer de l'atmosphère du sol, aux eaux phréatiques, et enfin aux carbonates précipités secondairement en surface du sol.

* Ces "champignons" sont des aéropédoturbations dans le langage des micromorphologues du sol (JONGERIUS, 1970).

CHAPITRE IX. GEOCHIMIE MINERALE.

I. L'UTILISATION D'UN PROGRAMME DE CALCUL SUR LES EAUX.

Dans l'exposé pédologique des faits, les eaux des nappes phréatiques ont été étudiées en tant que facteurs de la pédogénèse, vecteurs des sels. On complètera cette présentation par quelques données fournies par le programme de calcul (FRITZ et TARDY, d'après HELGESON).

1. Le principe du programme de calcul.

La force ionique d'une eau se définit par :

$$I : 1/2 \sum m_i Z_i^2 \quad \text{avec } m_i : \text{molalité et } Z_i : \text{valence des divers ions.}$$

On admet GARRELS (1967) ; BERNER, (1974) que lorsque cette force ionique est supérieure à 0,005 :

- les coefficients d'activité peuvent avoir des valeurs très différentes de la valeur de 1 admise pour les solutions très diluées.

- le phénomène de formation de paires d'ions ne peut plus être négligé.

Or les eaux des polders (lames de submersion, nappes phréatiques) ont fréquemment une force ionique supérieure à 0,005. Le principe du programme de calcul utilisé peut se résumer sommairement ainsi :

a) Une première force ionique de l'eau considérée est calculée à partir des données ioniques globales fournies par l'analyse chimique.

b) Cette force ionique permet de calculer pour chaque ion un coefficient d'activité, basé sur la loi de DEBYE-HUCKEL, assortie de facteurs de corrections. Rappelons l'expression de la loi simple :

$$\log \gamma : \frac{-AZ^2 \sqrt{I}}{1 + a B \sqrt{I}} \quad \text{avec :}$$

γ : coefficient d'activité (activité / molalité) ; A et B : constantes dépendant de la température et de la nature du solvant ; a : coefficient rendant compte grossièrement du rayon de l'ion hydraté.

- c) S'appuyant sur les activités ainsi calculées, le programme résout les systèmes d'équations d'équilibre, et en particulier celui des équilibres carboniques. Une première distribution respective des ions simples (Na^+ , Ca^{++} ...) et des ions complexes (NaCO_3^- , CaHCO_3^+ , CaCO_3^0 ...) est alors évaluée.
- d) Cette nouvelle distribution de la composition chimique de l'eau permet de recalculer une nouvelle force ionique : la même série d'opérations recommence alors.
- e) Un certain nombre de boucles de mesures, c'est à dire d'itérations successives, sont alors effectuées, jusqu'à ce que les valeurs correspondant à deux séries successives soient pratiquement identiques.

2. Les données fournies par le programme de calcul.

Neuf eaux, caractéristiques des divers milieux étudiés furent ainsi traitées :

- n° 1 : l'eau du lac Tchad dans la région des polders.
- n° 2 : l'eau de la lame de submersion à un stade de retrait avancé.
- n° 3 : l'eau de la nappe en bordure du polder.
- n° 4, 5, 6 : trois eaux diversement minéralisées prélevées dans la nappe sous des sols évoluant par la voie "saline neutre".
- n° 7, 8, 9 : trois eaux de la nappe sous des sols évoluant par la voie "alcaline" : l'eau n° 7 a été prélevée au niveau du profil n° 6, l'eau n° 8 à GANATIR (vieux polder de 50 ans : voir ch. VII), l'eau n° 9 dans l'ouadi de LATIR (profil n° 8).

Les distributions calculées sont une image de l'équilibre des eaux au moment de leur analyse au laboratoire. Malgré le transport en flacons, certaines modifications se sont produites par rapport aux mêmes eaux "in situ" (dégazage de CO_2 , activité biologique...). La comparaison des pH (in situ et au moment de l'analyse) a toutefois révélé que les pertes de CO_2 ont été modérées. Enfin, dans le cas des eaux n° 8 et 9, la première version du programme utilisé n'a pas tenu compte du fait que ces eaux avaient un potentiel redox très bas (Eh de - 200 à - 300 mvols) : les ions HS^- et S^{--} n'ont pas été pris en considération dans la distribution.

TABLEAU LI. DISTRIBUTION CALCULEE DES IONS SIMPLES ET DES IONS COMPLEXES
DANS UNE EAU DE LA LAME DE SUBMERSION (eau n° 2)

Ions simples (données chimiques)	Données calculées par le programme				
	Espèces	ppm	molalité	Coefficient d'activité	log activité
K^+	K^+	299	$7,7 \cdot 10^{-3}$	0,81	- 2,21
	KSO_4^-	0,9	$6,6 \cdot 10^{-6}$	0,81	- 5,27
Na^+	Na^+	925	$4,0 \cdot 10^{-2}$	0,82	- 1,48
	$NaCO_3^-$	135	$1,6 \cdot 10^{-3}$	0,82	- 1,34
	$NaSO_4^-$	6,8	$5,8 \cdot 10^{-5}$	0,82	- 4,33
Ca^{++}	Ca^{++}	0,7	$1,7 \cdot 10^{-5}$	0,48	- 5,08
	$CaCO_3^0$	2,8	$2,8 \cdot 10^{-5}$	1,01	- 4,54
	$CaHCO_3^+$	0,4	$4,1 \cdot 10^{-6}$	0,83	- 5,46
	$CaSO_4$	0,03	$2,1 \cdot 10^{-7}$	1,01	- 6,68
Mg^{++}	Mg^{++}	0,61	$2,5 \cdot 10^{-5}$	0,51	- 4,89
	$MgCO_3^0$	5,9	$7,10^{-5}$	1,01	- 4,15
	$MgHCO_3^+$	0,25	$2,9 \cdot 10^{-6}$	0,82	- 5,63
	$MgSO_4^0$	0,03	$2,8 \cdot 10^{-7}$	1,01	- 6,54
SO_4^-	SO_4^-	27,3	$2,8 \cdot 10^{-4}$	0,44	- 3,90
	HSO_4^-	négligeable	$7,5 \cdot 10^{-12}$	0,82	- 11,2
HCO_3^-	HCO_3^-	1693	$2,8 \cdot 10^{-2}$	0,82	- 1,64
	H_2CO_3	1,6	$2,5 \cdot 10^{-5}$	1,01	- 4,59
	CO_3^{--}	292	$4,9 \cdot 10^{-3}$	0,45	- 2,66
Cl^-	Cl^-	260	$7,4 \cdot 10^{-3}$	0,81	- 2,23
SiO_2	H_4SiO_4	154	$1,6 \cdot 10^{-3}$	1	- 2,79
	$H_3SiO_4^-$	84	$8,8 \cdot 10^{-4}$	0,82	- 3,14

$CaOH^+$ et $MgOH^+$ ont été négligés (log. activité respectivement de -7 et -8,5).

Deux exemples de distribution sont présentés (Tableaux LI et LII) :

- celui d'une eau de la lame de submersion (eau n° 2), avec une proportion notable de sodium engagé dans la paire monovalente NaCO_3^- .

- celui d'une eau de nappe de la voie "saline neutre" (eau n° 6), avec une forte proportion de cations engagés dans des paires monovalentes, telles NaSO_4^- , ou neutres, telles CaSO_4^0 , MgSO_4^0 .

3. L'utilisation des données du programme.*

L'image de la distribution respective des ions simples et des ions complexes permet d'aborder sous un angle nouveau le problème de la saturation de ces eaux vis à vis de minéraux tels la calcite, la magnésite, le gypse... Dans les équilibres chimiques, ce sont en effet les ions simples qui interviennent. La connaissance de leurs teneurs permet alors, en s'appuyant par ailleurs sur des données d'ordre thermodynamique, d'appliquer la loi d'action de masse.

A. Le degré de saturation des eaux vis à vis de la calcite.

Soit l'équation : $\text{CO}_3\text{Ca} \rightleftharpoons \text{CO}_3^- + \text{Ca}^{++}$

La loi d'action de masse s'écrit :
$$\frac{[\text{Ca}^{++}] \cdot [\text{CO}_3^-]}{[\text{CaCO}_3]} = K_{\text{CaCO}_3}$$

La valeur de K peut être calculée par des considérations d'ordre thermodynamique :

énergie libre de formation de CaCO_3 : - 269,908 K. cal. (HELGESON, 1969)

énergie libre de formation de CO_3^- : - 126,17 K. cal.

énergie libre de formation de Ca^{++} : - 132,18 K. cal.

On sait que : Énergie libre de réaction = \sum encl. de formation des produits
- \sum enth. de formation des réactifs.

Dans le cas présent : $\Delta F_p^0 = 11,558$ (ΔF = Énergie libre de Gibbs).

or $\Delta F_p^0 = -RT \log_n K = -1,364 \log K$. (à 25° C)

Soit, $K = 10^{-8,37}$. Cette valeur est proche de celle proposée par GARRELS (1967).

On peut admettre que l'activité de CaCO_3 est égale à l'unité. Ceci est vrai pour de la calcite pure. Dans le cas présent, il s'agit fréquemment d'une calcite légèrement magnésienne (5 %) : ceci n'entraîne qu'une très légère modification

* Ce mode d'utilisation a déjà été employé par NAKAYAMA (1968), HASSETT et al. (1971), BABCOCK et al. (1972), MAGLIONE (1974).

TABEAU LII. DISTRIBUTION CALCULEE DES IONS SIMPLES ET DES IONS COMPLEXES

DANS UNE EAU DE NAPPE DE LA VOIE " SALINE NEUTRE " (eau n° 6).

Ions de l'analyse chimique	Données calculées par le programme				
	Espèces	ppm	molalité	Coefficient d'activité	log activité
K ⁺	K ⁺	63,5	1,65.10 ⁻²	0,703	- 2,936
	KSO ₄ ⁻	19,3	1,44.10 ⁻³	0,716	- 3,985
Na ⁺	Na ⁺	2532	1,12	0,729	- 1,090
	NaCO ₃ ⁻	0,7	8,52.10 ⁻⁵	0,740	- 5,200
	NaSO ₄ ⁻	1930	1,64.10 ⁻¹	0,735	- 1,918
Ca ⁺⁺	Ca ⁺⁺	398	1,0 .10 ⁻¹	0,328	- 2,48
	CaCO ₃	2,0	2,0 .10 ⁻⁴	1,05	- 4,66
	CaHCO ₃ ⁺	97,6	9,8.10 ⁻³	0,754	- 3,10
	CaSO ₄ ⁰	1113	8,29.10 ⁻²	1,05	- 2,06
Mg ⁺⁺	Mg ⁺⁺	152	6,3 .10 ⁻²	0,384	- 2,62
	MgCO ₃	2,0	2,4 .10 ⁻⁴	1,05	- 4,59
	MgHCO ₃ ⁺	27,3	3,25.10 ⁻³	0,729	- 3,62
	MgSO ₄ ⁰	629	5,3 .10 ⁻²	1,05	- 2,25
	SO ₄ ⁻	4624	4,88.10 ⁻¹	0,265	- 1,88
SO ₄ ⁻	HSO ₄ ⁻	0,0 23	2,4.10 ⁻⁶	0,728	- 6,75
	HCO ₃ ⁻	1000	1,66.10 ⁻¹	0,739	- 1,91
HCO ₃ ⁻	H ₂ CO ₃	226	3,69.10 ⁻²	1,05	- 2,41
	CO ₃ ⁻	0,8 7	1,48.10 ⁻⁴	0,28	- 5,38
	Cl ⁻	577	1,65.10 ⁻¹	0,70	- 1,93
SiO ₂	H ₄ SiO ₄	47,2	4,98.10 ⁻³	1,0	- 3,3
	H ₃ SiO ₄ ⁻	0,1 0	1, .10 ⁻⁵	0,728	- 6,1

de K GARRELS et al. (1967). On a donc $[Ca^{++}] [CO_3^{--}] = K = 10^{-8,37}$.

On compare alors cette valeur K (produit de solubilité de la réaction) à la valeur du produit des activités des ions Ca^{++} et CO_3^{--} de l'eau considérée. Soit :

$$[Ca^{++}] \cdot [CO_3^{--}] = Q \quad (\text{activités des ions simples}).$$

Si K est supérieur à Q, l'eau est sous-saturée vis à vis de la calcite. Si K est inférieur à Q, l'eau est sursaturée. La valeur du rapport K/Q, indique le degré de sous ou de sursaturation.

Les valeurs de $\log K - \log Q$ pour les 9 eaux traitées figurent sur le tableau LIII. On constate que :

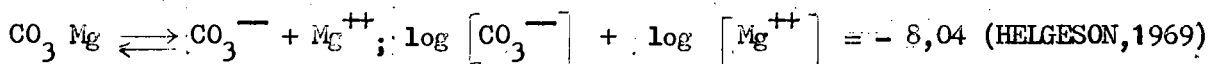
- l'eau du lac Tchad dans la région des polders est sous-saturée vis à vis de la calcite. Il en est de même de l'eau en bordure du polder (zone d'infiltration).

- les eaux de la nappe dans les sols de la voie "saline neutre" sont en général sous-saturées vis à vis de la calcite. Ceci n'est pas vrai pour l'eau la plus fortement minéralisée (n° 6).

- les eaux de la nappe dans les sols de la voie "alcaline", et dans la lame d'eau de submersion concentrées sont sursaturées.

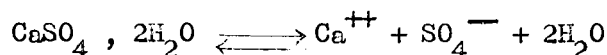
B. Le degré de saturation de ces eaux vis à vis de la magnésite.

Le même raisonnement peut être mené : Soit la réaction :



On constate que les eaux saturées vis à vis de la magnésite sont pratiquement les mêmes que celles saturées vis à vis de la calcite, mais que le degré de sursaturation est toujours moindre (valeurs moins fortement négatives de $\log K - \log Q$).

C. Le degré de saturation de ces eaux vis à vis du gypse.



$$\log [Ca^{++}] + \log [SO_4^{--}] = - 4,85$$

TABLEAU LIII. CALCUL DU DEGRE DE SATURATION DES EAUX VIS A VIS DE LA CALCITE, DE LA MAGNESITE, ET DU GYPSE.

N°	Origine de l'eau	P CO_2 calculée	Force ionique	log. activité des ions				log Q			log K - log Q		
				Ca^{++}	Mg^{++}	CO_3^{--}	SO_4^{--}	CaCO_3	MgCO_3	CaSO_4	CaCO_3	MgCO_3	CaSO_4
1	Lac Tchad	$10^{-2,6}$	$1,85 \cdot 10^{-3}$	-3,65	-3,84	-5,64	-5,09	-9,29	-9,48	-8,74	+0,92	+1,44	+3,89
2	Lame de submersion, concentrée	$10^{-3,1}$	$5,3 \cdot 10^{-2}$	-5,08	-4,9	-2,66	-3,90	-7,74	-7,56	-8,98	-0,63	-0,48	+4,13
3	Nappe phréatique en bordure du polder	$10^{-2,2}$	$8,7 \cdot 10^{-3}$	-3,06	-3,37	-5,57	-3,03	-8,63	-8,94	-6,09	+0,26	+0,9	+1,24
4	Nappe, voie "saline neutre"	$10^{-1,4}$	$9,7 \cdot 10^{-2}$	-2,52	-2,69	-6,60	-2,08	-9,12	-9,29	-4,6	+0,75	+1,25	-0,25
5	" "	10^{-1}	$1,1 \cdot 10^{-1}$	-2,56	-2,79	-6,33	-2,02	-8,89	-9,12	-4,58	+0,52	+1,08	-0,27
6	" "	10^{-1}	$2,1 \cdot 10^{-1}$	-2,48	-2,62	-5,38	-1,89	-7,86	-8	-4,37	-0,51	-0,04	-0,48
7	Nappe phréatique, voie "alcaline"	10^{-1}	$6,5 \cdot 10^{-2}$	-2,96	-3,31	-4,92	-2,41	-7,88	-8,23	-5,37	-0,49	+0,19	+0,52
8	" "	10^{-2}	2,06	-4,18	-5,19	-1,54	-6,74	-5,72	-6,73	-10,92	-2,65	-1,31	+6,07
9	" "	$10^{-2,9}$	1,31	-6,04	-5,93	-1,81	-1,82	-7,85	-7,74	-7,86	-0,52	-0,3	+3,01

$$\log K_{\text{CaCO}_3} = -8,37$$

$$\log K_{\text{MgCO}_3} = -8,04$$

$$\log K_{\text{CaSO}_4} = -4,85$$

$\log K - \log Q > 0$: l'eau est sous saturée

$\log K - \log Q < 0$: l'eau est sur-saturée

K : produit de solubilité de la réaction.

Q : produit de l'activité des ions.

Les seules eaux sursaturées vis à vis du gypse sont les eaux de la voie "saline neutre". Le problème de la stabilité du gypse vis à vis de l'anhydrite ne sera pas traité ici. A une température du milieu inférieure à 50° C, et pour une activité de H_2O qui reste proche de 1, on admet (BERNER, 1970) que le gypse est la forme stable.

D. La signification géochimique de ces données.

a) L'ordre de précipitation des sels d'une eau donnée en cas d'évaporation.

Les valeurs respectives de $\log K - \log Q$ pour les différents sels permettent d'estimer dans quel ordre les sels précipiteraient si ces eaux étaient évaporées. Ainsi, l'eau du lac précipiterait d'abord la calcite, ensuite seulement la magnésite, et enfin le gypse. Cet ordre est en accord avec les valeurs de $\log K - \log Q$ dans les eaux concentrées de la lame de submersion.

Mais en fait, seule la calcite, et une calcite légèrement magnésienne, a réellement précipité. Aucune magnésite n'a été décelée. Ces données sont des données théoriques. Le fait que la saturation soit atteinte ne signifie pas qu'il y ait automatiquement nucléation et précipitation.

b) Le devenir du calcium des eaux de la nappe.

Les données fournies par cette approche thermodynamique confirment l'interprétation pédologique :

- dans les sols de la voie "alcaline" le premier sel calcique qui précipitera par concentration des eaux de la nappe est la calcite.

- dans les sols de la voie "saline neutre", les eaux précipiteront le gypse avant la calcite.

Le calcium des eaux de la nappe n'a pas le même devenir selon la voie empruntée par la pédogénèse.

c) L'alcalisation des argiles avec lesquelles ces eaux sont en contact.

La formation de paires d'ions comme $NaSO_4^-$, $CaSO_4^0$, ... influe sur le processus d'alcalisation des argiles car elle modifie le rapport des alcalins sur les alcalino-terreux (traduit par le coefficient SAR) des solutions du sol. Ce qui compte en effet c'est le SAR compte seul tenu des ions simples (RAO et al. 1968). Ces auteurs ont ainsi montré qu'à valeur égale du SAR une eau sulfatée, provoque une plus forte fixation de sodium sur le complexe qu'

une eau chlorurée. Ceci pour deux raisons : - il n'y a pas dans le cas de Cl^- de formation de paires d'ions (BERNER, 1970) ; - avec SO_4^{--} , le calcium est proportionnellement plus engagé dans des paires d'ions, en particulier CaSO_4^0 , qui ne participent pas aux échanges, que le sodium.

Le fait précédemment signalé (CHEVERRY, 1972) qu'à SAR égal des solutions carbonatées provoquent une alcalisation plus forte que des solutions sulfatées s'explique dans les mêmes termes : une proportion plus forte du calcium est engagée dans la paire CaCO_3^0 que dans la paire CaSO_4^0 .

d) L'extension de ce mode de calcul à d'autres minéraux.

Ce type de calcul peut être effectué vis à vis de toute une série d'autres minéraux. On a ainsi calculé que les eaux de la lame de submersion et les eaux de la voie "alcaline" étaient sursaturées vis à vis d'un minéral magnésien comme le talc ($\text{Si}_4 \text{Mg}_3 \text{O}_{10} (\text{OH})_2$). Le cas particulier des argiles fera l'objet d'un développement séparé, dans ce même chapitre.

En résumé, l'approche thermodynamique des problèmes de saturation des eaux vis à vis de tel ou tel minéral permet de mieux comprendre l'ordre de précipitation des sels, et le comportement différent du calcium selon le milieu de pédogénèse. Elle fournit un outil d'appréciation quantitative, et confirme les interprétations pédologiques précédemment avancées.

II. LA SYNTHÈSE DES DONNÉES SUR LES ALCALINS ET LES ALCALINO-TERREUX DANS LES EAUX ET DANS LES SOLS.

1. La synthèse des données sur les alcalins et les alcalino-terreux dans les eaux.

On a représenté graphiquement (Fig. n° ⁵⁰ 4) (données sur le Tableau LIV) l'évolution des rapports Ca/Na , Mg/Na , K/Na , SiO_2/Na en fonction d'une minéralisation croissante des eaux, estimée par leur conductivité. Le choix du sodium comme dénominateur commun tient au fait que ce cation est considéré comme le plus mobile des quatre cations majeurs.

On constate que la valeur de tous ces rapports diminue lorsque la concentration globale des eaux augmente, mais la pente est variable avec l'élément considéré, et avec le type d'évolution pédologique qu'a subi le sol sus-jacent à la nappe.*

- Le calcium et le magnésium ont, vis à vis du sodium, un comportement proche : c'est dans les eaux du lac se concentrant directement par évaporation (lame de submersion) que la chute des rapports Ca/Na et Mg/Na est la plus rapide. Dans les nappes phréatiques, la chute de valeur de ces mêmes rapports est plus lente dans le cas des nappes de la voie "saline neutre" que dans celui des nappes de la voie "alcaline". Le magnésium apparaît toutefois moins sensible que le calcium au type de pédogénèse des sols sus-jacents.

- Le potassium se comporte très différemment. Dans les eaux de la lame de submersion, le rapport Na/K diminue lentement avec la concentration. Cette chute est beaucoup plus brutale dans les eaux phréatiques, qu'il s'agisse de la voie "saline neutre" ou de la voie "alcaline".

2. La synthèse des données sur le sodium dans les sols.

Les combinaisons salines cristallisées du sodium sont variées puisqu'aux rayons X il fut décelé quatre carbonates : trona, nahcolite, thermonatrite, gaylussite, et deux sulfates : thénardite (Na) et bloedite (Na et Mg).

La présence de traces de silicates a été soupçonnée dans les salants en surface des sols des polders où la lame superficielle venait de se retirer, dans les parties aval de ces polders. Elle n'a pu être confirmée vues les faibles teneurs. Ces silicates ont été étudiés en détail par MAGLIONE (1974) dans les

* Le coefficient permettant de passer de la conductivité à la concentration globale varie lui-même avec la conductivité ; c'est là une autre cause de ces changements de pente (annexe 2).

Fig. 50 - La synthèse des données chimiques sur les eaux

- — — — — ○ eaux de la lame de submersion
- + — — — — + eaux de la nappe de la voie "saline neutre"
- — — — — • eaux de la nappe de la voie "alcaline"

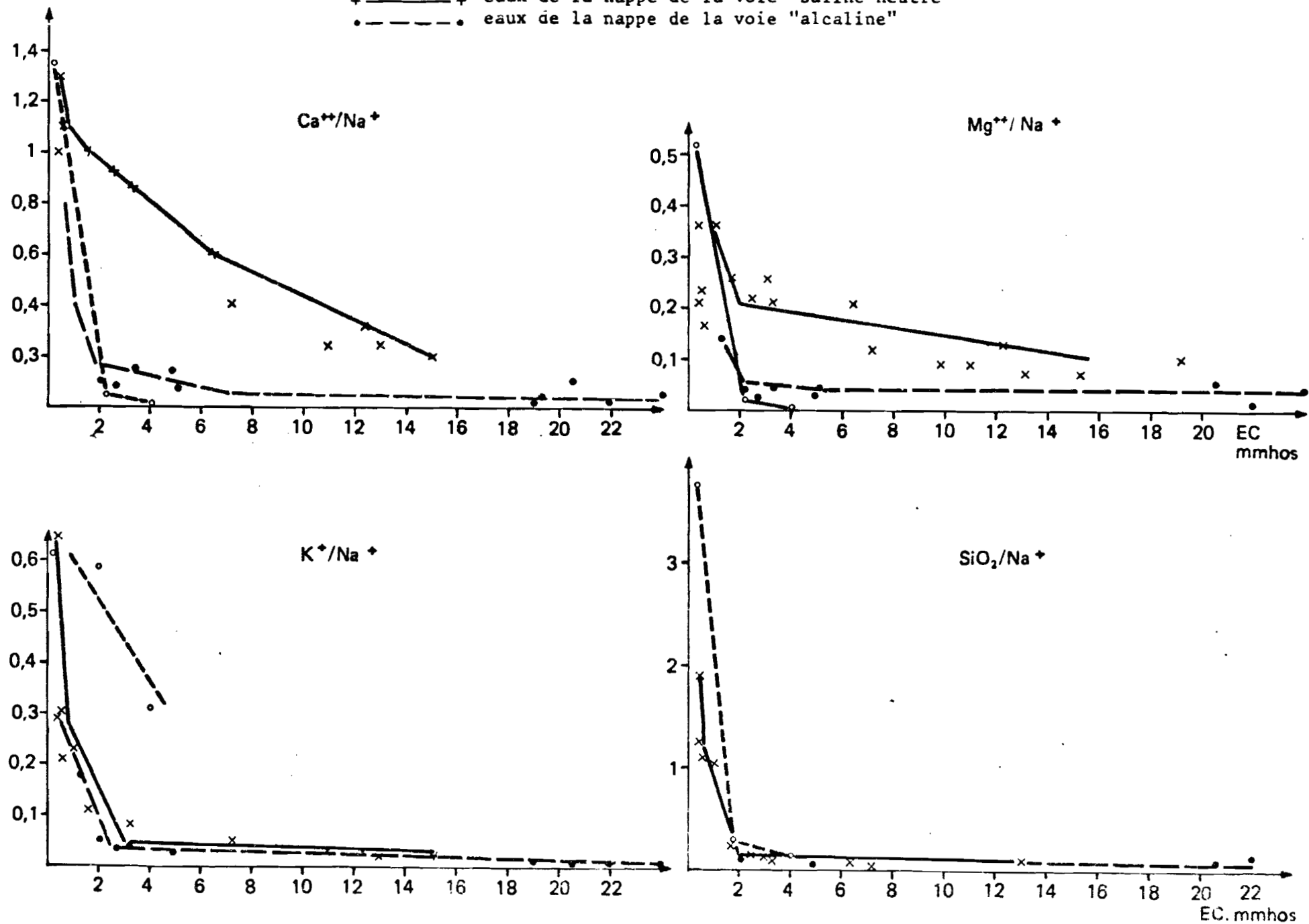


TABLEAU LIV. LA SYNTHÈSE DES DONNÉES CHIMIQUES SUR LES EAUX.

	EC. mmhos	Ca/ Na [*]	Mg/ Na	K/ Na	SiO ₂ / Na
Eau du lac (eau n° 1)	0,14	1,35	5,2.10 ⁻¹	6,1.10 ⁻¹	3,75
Lame d'eau de submersion, concentrée (eau n° 2)	4,05	2,3.10 ⁻³	2,4.10 ⁻³	3,1.10 ⁻¹	1,5.10 ⁻¹
Nappe en bordure du polder (eau n° 3)	0,40	1	3,6.10 ⁻¹	6,5.10 ⁻¹	
Nappe en bordure du polder GUINI.	0,51	1,1	2,3.10 ⁻¹	3.10 ⁻¹	
<u>Voie "saline neutre"</u> . Nappe du profil n° 3	0,42	1,3	2,1.10 ⁻¹	2,9.10 ⁻¹	1,9
-	0,6	1,1	1,6.10 ⁻¹	2,1.10 ⁻¹	1,1
Nappes d'autres emplacements -	1	1,8	3,6.10 ⁻¹	2,3.10 ⁻¹	1,05
dont les sols sont orientés sur -	1,76	1	2,6.10 ⁻¹	1,1.10 ⁻¹	2,5.10 ⁻¹
la "voie saline neutre" -	2,5	9,3.10 ⁻¹	2,2.10 ⁻¹	-	1,4.10 ⁻¹
-	3,3	8,7.10 ⁻¹	2,1.10 ⁻¹	8,5.10 ⁻²	9,5.10 ⁻²
-	6,45	6.10 ⁻¹	2,1.10 ⁻¹	-	1.10 ⁻¹
-	12,3	3,2.10 ⁻¹	1,3.10 ⁻¹	2,9.10 ⁻²	
-	15,25	2.10 ⁻¹	7,2.10 ⁻²	2,3.10 ⁻²	
<u>Voie "alcaline"</u>					
Nappe du profil n° 1	1,34	3,3.10 ⁻¹	1,4.10 ⁻¹	1,7.10 ⁻¹	
Nappe du profil n° 7	2,1	1,1.10 ⁻¹	3,8.10 ⁻²	4,8.10 ⁻²	9,7.10 ⁻²
Nappe du profil n° 6 (12/1971)	4,9	1,5.10 ⁻¹	3,3.10 ⁻²	3.10 ⁻²	6,2.10 ⁻²
Autre emplacement de la voie "alcaline"	5,1	6,8.10 ⁻²	4,6.10 ⁻²		
"	19	1,9.10 ⁻²	4,1.10 ⁻²	1.10 ⁻²	
"	26,8	6.10 ⁻²	4,8.10 ⁻²	9.10 ⁻³	
Nappe du profil n° 6 (3/1970)	22	2,4.10 ⁻²	1,5.10 ⁻²	1,2.10 ⁻²	1,4.10 ⁻²
Nappe du "vieux" polder de GANATIR (eau n° 8)	88	2,3.10 ⁻³	2.10 ⁻⁴	7,9.10 ⁻²	
Nappe de l'ouadi de LATIR (eau n° 9)	79	< 10 ⁻³	< 10 ⁻³	2,4.10 ⁻¹	4.10 ⁻³

*

Les rapports mettent ici en jeu des teneurs ioniques exprimées en ppm.

ouadis, dont les sols sont beaucoup plus anciens et le pH plus élevé.

Mais le trait caractéristique de ces polders, c'est l'alcalisation, c'est à dire la fixation de sodium sur le complexe adsorbant. Dans les sédiments du lac Tchad, la proportion de sodium échangeable est très faible, inférieure à 5 % (chapitre II). Cette proportion augmente dans les sols de polders, avec des modalités et une intensité très différente selon la voie d'évolution suivie par le sol. Rappelons les faits essentiels : *

- Lors des premières phases de la pédogénèse, qui sont alcalines (Na_2CO_3), la proportion de sodium échangeable, Na/T, peut atteindre 30 à 50 %, aux dépens avant tout du calcium échangeable.

- Lorsque ces sols se maintiennent sur la voie "alcaline", Na/T % peut encore augmenter, et l'alcalisation joue sur une tranche de sol plus épaisse. Une fraction résiduelle du calcium est cependant très difficile à échanger, par suite notamment du caractère organique du matériau (NAYLOR, 1967).

- Lorsque les sols s'orientent sur la voie "saline neutre", le phénomène est plus complexe. Lors du relais des accumulations de Na_2CO_3 par des accumulations de sels neutres, on a constaté que dans un premier temps (Na_2SO_4) le taux de sodium échangeable restait élevé. Dans un deuxième temps (Na_2SO_4 et CaSO_4), la désalcalisation est nette (chapitre V).

- Les sols de ces paysages à bon drainage interne peuvent être ultérieurement l'objet d'une nouvelle phase d'alcalisation, en cas de salinisation progressive du sol. C'est le cas décrit dans la partie basse de la séquence de GUINI. Mais :

. les valeurs de Na/T ont alors plafonné à 20-30 %.

. ces taux d'alcalisation sont ceux de la saison sèche. Or, le sol contient du gypse et on observe en saison des pluies une désalcalisation rapide par suite de l'intervention du calcium aisément solubilisable du gypse, qui modifie l'échange Na/Ca.

Enfin, dans ces milieux à très bon drainage, une partie du CaCO_3 peut être hydrolysée, solubilisée. Le calcium libéré participe à plus long terme à une désalcalisation plus poussée du sol (BOWER et al. 1958 ; REEVE et al. 1960 ; FANNING et al. 1963 ; JANITZKY et al. 1965).

* Le tableau LV résume les données recueillies sur une centaine de profils, sous forme des valeurs moyennes de Ca/T %, Mg/T %, Na/T %, K/T % pour 8 types d'horizons jugés caractéristiques de l'évolution de ces sols.

TABLEAU LV . PROPORTIONS RESPECTIVES DES DIVERSES BASES ECHANGEABLES SUR LE COMPLEXE ADSORBANT DES SOLS

DES POLDERS DE BOL - GUINI ET BOL - BERIM.

	T mé/100 g	Ca/ _T %	Mg/ _T %	Na/ _T %	K/ _T %
Sols de la voie "saline neutre".					
Horizons de surface faiblement ou moyennement salés	35-40	65-70	15-20	1 à 5	8-14
Horizons de surface fortement * salés	35-40	45-55	20-25	20-30	10
Horizons de surface précédemment fortement salés, puis partiellement lessivés en sels	35-40	60-70	15-20	5 à 10	5 à 10
Horizons vers 50 cm de profondeur, faiblement salés	35	60-70	20-25	1 à 5	2 à 4
Horizons vers 50 cm de profondeur, moyennement salés	35	50-60	25	15 à 20	3 à 5
Horizons profonds à complexe non saturé (S/T de l'ordre de 70 %)	30	45-55	10-20	1 à 5	2
Sols de la voie "alcaline"					
Horizons de surface moyennement salés	40-50	30-50	20-30	15-25	10-15
Horizons de surface fortement salés	40-50	10-40	5-15	50-70	5-15

* On a appelé fortement salés les horizons dont la conductivité de l'extrait de saturation était supérieure à 7 mmhos.

Le sodium est donc très mobile et change très facilement de combinaison. On a pu ainsi calculer (CHEVERRY, 1971), à l'échelle du polder GUINI, que les eaux lacustres emprisonnées lors de la fermeture des barrages avaient déposé en moyenne 0,07 % de Na_2CO_3 dans la tranche supérieure de 10 cm d'épaisseur du sol. Or vingt ans plus tard ce sel n'est plus représenté que sur moins de 10 % de la surface du polder. Ce sodium est passé à l'état de sulfate, ou bien s'est fixé à l'état échangeable, ou encore a été évacué hors du polder (drainage latéral dans les secteurs de sols de la voie "saline neutre") ou enfin a été fixé par la végétation (Tableau LVI).

3. La synthèse des données sur le potassium dans les sols de polders. Le problème des feldspaths potassiques.

L'hypothèse de la néoformation de feldspaths potassiques (PARKER et al., 1971)^x a été envisagée, dans le cas du salant déposé par la lame d'eau superficielle lors de son retrait. Dans le salant prélevé à une certaine distance du bas de pente dunaire (30 à 100 m), on a en effet observé aux RX la présence de feldspaths potassiques. Le feldspath n'est pas observé dans les parties plus basses du polder. Plusieurs arguments militent en la faveur de la néoformation.

- ces feldspaths n'ont pas été décelés aux rayons X sur les échantillons de sables dunaires traités. Il ne s'agirait donc pas d'un héritage sédimentaire.

- ces feldspaths sont observés plutôt dans la partie amont de la toposéquence.

Dans ce secteur, le rapport Na/K dans les eaux de la lame de submersion au moment de leur retrait avait déjà augmenté, mais n'avait pas encore les valeurs très élevées notées dans les parties basses. Ce type de variation de Na/K est compatible avec la localisation des feldspaths décelés.

- les conditions thermodynamiques du milieu sont, elles aussi, compatibles avec cette néoformation. Sur les diagrammes $\log \left[\frac{\text{K}^+}{\text{H}^+} \right] = f \left(\log [\text{H}_4\text{SiO}_4] \right)$ (GARRELS et al. 1967) les points représentant les eaux de la lame de submersion sont en effet à l'intérieur de la plage de stabilité du feldspath potassique (diagramme non figuré). Ceci est également en accord avec le diagramme présenté par MAGLIONE (1974).

- ces feldspaths semblent très solubles puisqu'ils disparaissent au lavage.

^x Voir aussi SHEPPARD et al., 1965.

On a cherché à préciser ce point par des examens morphologiques au microscope à balayage en prenant comme référence des feldspaths potassiques prélevés aux Etats-Unis et considérés comme néoformés pendant la diagénèse. Ces feldspaths se présentent sous forme de rhomboédres de très petite taille, de l'ordre du micron.

Dans le cas de l'échantillon de polder, le sel présentant les raies du feldspath a été soumis à un lavage, et à un traitement acide, pour éliminer les rhomboédres de calcite qui introduisent une source de confusion possible : après le traitement les raies avaient disparu.

La néoformation de ces feldspaths reste donc une hypothèse. Elle ne mettrait de toutes manières en jeu que de très faibles quantités de potassium. Il faut donc envisager d'autres mécanismes de fixation du potassium.

- La fixation du potassium à l'état échangeable est importante (Tableau LVI), puisque K/T peut atteindre localement 15 %, ce qui est une valeur très élevée.

- L'immobilisation du potassium par les végétaux est elle-même importante : tous les végétaux analysés étaient riches en potassium (Tableau LVI).

- La chute brutale des valeurs de Na/K (solubles) dans les sols hyper-alcalins des ouadis (profil n° 8) peut être attribuée au fait que ces sols ne portent plus aucune végétation, par suite de la sursalure. Mais un autre mécanisme peut être envisagé. L'analyse des argiles (voir paragraphe suivant) a révélé que ces argiles contenaient dans leur réseau, à l'état fixé et non plus aisément échangeable, beaucoup de potassium. Ces argiles sont d'ailleurs un interstratifié montmorillonite-vermiculite.

4. La synthèse des données sur le magnésium.

Le magnésium est observé dans deux combinaisons salines : l'une, la bloedite, sulfate double de sodium et de magnésium, n'a été que rarement décelée, dans le salant blanc, en surface de sols de paysages marécageux (Profil n° 8). L'autre, la calcite légèrement magnésienne est très représentée, avec des pourcentages de Mg/Mg + Ca variant de 2 à 6,5 % (10 estimations par la méthode de GOLDSMITH, 1954).

La proportion de magnésium échangeable sur le complexe adsorbant des sols de polders reste relativement stable : 15 à 30 %. Le magnésium apparaît moins sensible à un échange avec le sodium que ne l'est le calcium. Dans les horizons des sols à bon drainage interne qui sont l'objet d'une accumulation saline, la valeur de (Ca/Mg) échangeable, diminue.

C'est dans le cas des horizons de surface des sols de la voie "alcaline" encore modérément salés que les valeurs du rapport (Ca/Mg) éch. sont les plus faibles, proches de 1. Mais, le milieu est alors déjà nettement sodique (Na/T de 25 %). L'immobilisation du calcium privilégie donc bien le rôle du magnésium, mais on ne peut jamais parler ici de "saturation magnésienne" au sens de LEPOUTRE et al. 1965, DURAND et al. 1971. Pour la même raison, on ne peut juger du rôle propre du magnésium sur les propriétés physiques du sol.

Un cas fait cependant exception à la relative constance des valeurs de Mg/T %. Lorsque, dans l'évolution des sols sur la voie "alcaline", l'alcalisation s'accroît, le magnésium est lui-même déplacé et même, semble-t-il, plus complètement que le peu de calcium restant sur le complexe, du moins tant que le milieu est encore riche en matière organique.

Les faibles teneurs en magnésium rentrant dans les combinaisons salines, les variations relativement faibles du taux de magnésium échangeable, rapprochées des teneurs non négligeables en cet élément des eaux alimentant la nappe des polders, suggèrent que la néoformation d'argiles intervient pour expliquer le devenir du magnésium (voir § argiles).

5. La synthèse des données sur le calcium dans les sols.

A. Le calcium sous forme de combinaisons salines : rappel des divers mécanismes à l'origine de la précipitation des sels de calcium.

La précipitation de CaCO_3 ou de CaSO_4 dans les sols de polders obéit aux lois d'ordre thermodynamique précédemment évoquées : pour qu'il y ait précipitation, il faut que le produit de solubilité des réactions soit atteint ou dépassé. Mais ceci ne rend pas compte de la diversité des mécanismes provoquant une augmentation des teneurs en CO_3^{--} , Ca^{++} , SO_4^{--} dans les eaux de nappe ou dans les solutions du sol ; ces mécanismes peuvent être en effet :

- une concentration par évaporation d'eaux proches de la saturation.

C'est le cas de la calcite observée en surface et dans la partie supérieure des vases, lorsque la lame d'eau de submersion se retire (profil n° 1) ; c'est le cas du gypse des sols soumis à des remontées capillaires à partir d'eaux de la nappe déjà saturées (nappes les plus minéralisées de la voie "saline neutre").

- un apport de calcium par échange avec le sodium sur le complexe adsorbant du sol. C'est l'origine d'une partie de la calcite des sols des paysages marécageux, et des premières cristallisations de gypse observées dans les sols de la voie "saline neutre" (Profil n° 5).

- un apport de calcium, conséquence de la réoxydation des sulfures en présence de carbonate de calcium (Profils n° 2, n° 4).

- une diminution de la pression partielle de CO_2 de l'atmosphère du sol. C'est le cas observé dans certains sols des paysages marécageux, au passage entre les horizons profonds non structurés et l'horizon superficiel, structuré et aéré sur quelques centimètres d'épaisseur (Profils n° 6, n° 7).

- une augmentation de la température du sol lorsque l'on passe des horizons profonds à un horizon superficiel soumis à une insolation directe. La solubilité de CO_2 diminue en effet lorsque la température augmente. PLET (1969) a précisé ce facteur par une expérimentation.

Dans ces deux derniers cas, la diminution de la pression de CO_2 ou de la teneur en CO_2 dissous va dans le sens d'une augmentation de la proportion relative de CO_3^{--} par rapport à la somme ($\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{--}$). Plusieurs des mécanismes évoqués peuvent jouer de façon simultanée.

B. Tentative de bilan du calcium dans le sol.

a) Un bilan synthétique peut être tenté à l'échelle d'un polder de 20 ans. On supposera que la nappe phréatique a atteint 2 m de profondeur et on raisonnera donc sur un volume de sol de 2 m^3 .

- Le calcium échangeable hérité de la sédimentation représente 480 équivalents de Ca^{++} . Bases du calcul : densité apparente après tassement : 1 ; capacité d'échange moyenne des sédiments : 40 me/100 g ; valeur initiale de Ca/T : 60 %.

- Rappelons pour comparaison que la quantité de calcium dissoute dans la tranche d'eau lacustre originelle est, pour la même surface de 1 m^2 , de 3,2 équivalents seulement.

- Le calcium des eaux de la nappe phréatique dans les zones d'infiltration alimentant le polder (bordure ouest du polder GUINI par exemple) présente des teneurs assez constantes : 2,5 me/l. Si l'on suppose, à l'échelle du polder, que le sol évapore à un niveau proche de l'évapotranspiration potentielle, soit 2,2 m/an, la quantité de calcium apportée ainsi chaque année au sol, sur 1 m^2 , est de 5,5 équivalents.

Ce type de calcul reste indicatif, d'autant plus que les déterminations de $\text{Ca/T} \%$ sont peu précises. Il situe cependant nettement l'importance relative des diverses sources de calcium : à l'échelle d'un polder, et à l'échelle d'une histoire de 20 ans, le calcium en réserve dans l'héritage sédimentaire est la source déterminante en cet élément.

b) Devenir de ce calcium dans un sol de la voie "saline neutre".

Le raisonnement porte encore sur un volume de sol de 2 m^3 . Supposons que la diminution moyenne de $\text{Ca/T} \%$ sur cette tranche de sol soit de 10 % (Tableau LVI : horizons moyennement et fortement salés). Ceci correspond à 80 équivalents de calcium.

Supposons ensuite que ce calcium ait précipité à l'état de gypse dans les 50 cm supérieurs du profil. Ceci représente 1 % environ de gypse ; cette valeur est effectivement du même ordre que celle relevée dans le profil n° 5 (chapitre VI, § III).

c) Devenir de ce calcium dans un sol de la voie "alcaline".

Le raisonnement porte cette fois sur un volume de $0,5 \text{ m}^3$ seulement. La nappe est en effet moins profonde dans ce type de sol, (50 cm dans ce calcul). Supposons que la diminution moyenne de $\text{Ca/T} \%$ soit de 40 %. Ceci correspond à 80 équivalents de calcium. Supposons que ce calcium ait précipité à l'état de calcite dans les 10 cm supérieurs du profil. Ceci représente 4 % de CaCO_3 .

La comparaison peut alors être faite avec un profil précédemment étudié, le profil n° 6 (chapitre VII) : (données analytiques sur les tableaux XXXV et XXXVI).

- Teneur totale en carbonates : 9 %, dont un peu moins de 1 % correspondent à des carbonates solubles (Na_2CO_3 , NaHCO_3).

- Soit 8 % d'une calcite légèrement magnésienne. 4 % environ correspondent au phénomène d'échange du calcium qui vient d'être évoqué. Les 4% restant sont liés pour 1 % à l'apport d'eaux lacustres initialement emprisonnées (en tenant compte de la position du sol le long de la toposéquence) et pour 3 % à l'apport de la nappe phréatique, par le biais des remontées capillaires. Ces 3 %, soit 60 me/100 g, représentent 7 années de fonctionnement de ce sol en mèche évaporatoire (Bases du calcul : évaporation : 2,2 m/an ; Ca^{++} de la nappe au niveau de ce profil : 4 me/l). La différence entre ce chiffre théorique de 7 ans et l'âge réel du sol tient notamment au fait que le calcul n'a pas pris en considération le calcium que la végétation a fixé.

C. Conclusions

- Le calcium est un élément en réserve dans le milieu lacustre actuel, en position échangeable sur le complexe adsorbant des argiles, et dans une mesure non appréciée quantitativement, dans les végétaux.

- Dans les sols de la voie "alcaline", le calcium, et en particulier le calcium déplacé du complexe adsorbant, est immobilisé à l'état de calcite très peu soluble. La matière organique, tant qu'elle est présente, notamment sous forme solubilisée, retarde cette élimination (formation de complexes organo-minéraux du calcium, certaine inhibition de la précipitation de CaCO_3 , difficulté d'échanger la totalité du calcium sur le complexe adsorbant).

- Dans les sols de la voie "saline neutre", le rôle du calcium soluble ou échangeable s'accroît. Il y a désalcalisation et formation de gypse.

5. La fixation des cations majeurs par la végétation.

Sept analyses de végétaux ont été effectuées sur certains des emplacements précédemment étudiés. Ce nombre faible de données et l'absence de mesures de biomasses interdisent de les intégrer dans des bilans géochimiques, comme l'ont fréquemment fait les auteurs soviétiques (BAZILEVICH, 1965). On peut toutefois signaler les points suivants :

- Quatre échantillons concernent une végétation herbacée. Le paspalidium prélevé dans des sols de la voie "alcaline" fixe beaucoup de sodium (50 % des cations). En revanche, les composées (Lactuca taraxacifolia) de sols de la voie "saline neutre" sont pauvres en sodium, plus riches en calcium ou potassium.

- Mais l'analyse d'une même espèce, Phragmites communis, sur 3 profils différents permet une meilleure interprétation. Ce Phragmites, dont d'énormes masses ont colonisé les paysages marécageux, ne tolère pas le sodium et ses tissus n'en renferment qu'un très faible pourcentage. Il est en revanche très riche en potassium.

- Ceci pourrait expliquer pourquoi les sols de ces paysages ont un rapport Na/K dont la valeur est très élevée (100) dans leur partie supérieure salée, et pourquoi les sols d'ouadis, après la disparition totale de cette végétation, voient cette valeur diminuer.

- La composition chimique des deux échantillons de Phragmites prélevés au niveau des profils n° 6 et 7, différenciés par la voie "alcaline" est pratiquement identique. On note par opposition qu'au niveau du profil n° 4,

longtemps différencié par cette voie "alcaline" mais maintenant réorienté sur la voie "saline neutre", le tissu de la plante est plus riche en calcium et moins riche en potassium.

TABLEAU LVI. COMPOSITION CHIMIQUE (cations majeurs) DE VEGETAUX PRELEVES AU NIVEAU DE PROFILS ETUDIES DANS LES CHAPITRES PRECEDENTS.

Localisation du prélèvement. Type de végétation et voie d'évolution du sol.			% cations dans la plante**					%	%	%	%
			Ca	Mg	Na	K	Somme (S)	Ca/S	Mg/S	Na/S	K/S
Profil n° 6	<u>Phragmites</u> *	Voie alcaline	0,31	0,10	0,07	2,33	2,81	11	3,5	2,5	63
Profil n° 7	<u>Phragmites</u>	Voie alcaline	0,38	0,13	0,05	2,78	3,34	11	4	2	83
Profil n° 4	<u>Phragmites</u>	Voie "saline neutre" depuis 1966	0,59	0,16	0,07	1,46	2,28	26	7	3	64
Profil n° 3	Herbe (composée) -	Voie saline neutre	2,48	0,45	0,63	1,63	5,19	48	9	12	31
Dané Koné	Herbe (composée) -	Voie saline neutre	0,61	0,24	0,18	1,30	2,63	23	10	7	60
Profil n° 7	Herbe (<u>Paspalidium</u>) -	Voie alcaline	0,59	0,18	2,03	0,83	3,63	16	5	56	23
CARRE	Herbe (<u>Paspalidium</u>) -	Voie alcaline	1,07	0,28	2,1	1,36	4,81	22	6	44	28

* Feuilles et tiges

** % du poids des végétaux séchés à l'air.

Les teneurs de ces mêmes échantillons en SiO_2 (% dans la plante) sont respectivement de : 8,4 - 7,4 - 12,6 % pour les Phragmites des profils n° 6, 7 et 4. Ces teneurs sont de : 1,2 - 0,2 - 8,4 - 4,1 % pour la végétation herbacée des profils n° 3, Dané Koné, n° 7, Carré.

La végétation, et notamment la végétation de roseaux des paysages marécageux, immobilise donc des quantités considérables de silice.

III. DONNEES ET INTERPRETATIONS COMPLEMENTAIRES SUR LE FER, LA SILICE ET CERTAINS ELEMENTS MINEURS.

L'étude n'a pas été axée particulièrement sur ces éléments. C'est pourquoi on se contentera de quelques données et remarques interprétatives, sur des points dont la signification géochimique paraissait importante dans le contexte de l'étude.

1. Le fer dans les sols.

A. Dans les profils étudiés, le fer est fréquemment à l'état réduit, Fe^{++} , par suite de la conjonction de plusieurs facteurs :

- faible profondeur de la nappe phréatique ; engorgement des horizons immédiatement sus-jacents.
- richesse du milieu en matière organique, dont une partie est relativement peu évoluée (lignine plus ou moins oxydée).
- température élevée.

Les quelques dosages de Fe^{++} effectués sur des échantillons maintenus dans leur état d'humidité "in situ"; ont donné les valeurs suivantes : (en ppm du sol).

- . 1300 à 1800 ppm dans l'horizon superficiel du profil n° 6 (voie alcaline)
- . 2850 à 3100 ppm dans l'horizon à taches noires de sulfures du profil de GANATIR (voie alcaline)
- . 600 à 1300 ppm dans un horizon superficiel sec du profil n° 3 (voie "saline neutre") soumis en laboratoire à une immersion prolongée (VIZIER, 1969).

Les liaisons de ce fer ferreux avec les autres constituants n'ont pas été précisées. Dans tous ces sols la présence de fer ferreux "échangeable" est peu probable, par suite du pH élevé ; en revanche, celle de sulfures de fer a déjà été signalée. Le carbonate FeCO_3 , enfin, n'a jamais été décelé de façon nette dans les sels de surface. Rappelons que dans les jus d'extraction du salant noir, la valeur du rapport fer/carbone est faible : 1 %. Ceci pose donc le problème de la mobilité effective du fer réduit dans ces sols :

* Données sur le fer dans les eaux : Tableau LVII.

- Dans les sols de la voie "saline neutre" cette mobilité est sans doute réduite car le milieu est fréquemment calcique. Or, "les complexes organiques solubles n'offrent en milieu riche en calcium qu'un faible pouvoir complexant" (LOSSAINT, 1959).

- Dans les sols de la voie "alcaline", les sulfures de fer sont très peu solubles. Les très fortes pressions partielles de CO_2 suggèrent une mobilité à l'état de $\text{Fe}(\text{HCO}_3)_2$ (SCHAEFER, 1967 ; VASIL'CHIKOVA, 1968). En fait, le produit de solubilité de FeCO_3 est beaucoup plus faible que celui de CaCO_3 (SINGH, 1968) et ce n'est donc pas en surface qu'on peut s'attendre à trouver de fortes accumulations de ce carbonate ferreux.

B. Lorsque les sols s'aèrent, on observe une réoxydation du fer, dont une forme spectaculaire est le développement sur les faces des éléments structuraux (prismatiques notamment) de pellicules d'hydroxydes métalliques. Il s'agit de composés très mal cristallisés, peut-être par suite de leur âge très jeune. Ils peuvent représenter (profil n° 3) une forme d'accumulation absolue, "centrifuge", de fer dans un élément structural. Par contre, on n'observe dans ces sols aucune forme de modulation métallique, si l'on excepte les glaebules de certains horizons hyperalcalins. Ces glaebules sont observés ici dans des sols où l'alcalisation a profondément dégradé la structure et détruit l'anisotropie du milieu.

2. La silice dans les eaux et les sols.

A. Les analyses de silice dans les eaux ont été effectuées soit grâce à l'obligeance de M. CARMOUZE (hydrobiologiste ORSTOM), soit au laboratoire de M. PINTA (S.S.C. ORSTOM, Bondy). Des résultats, il ressort que :

- a) la gamme de pH des eaux des polders n'est qu'exceptionnellement assez élevée pour que les teneurs en silice dépassent le seuil de 110-120 mg/litre. Les exceptions concernent les flaques d'eau résiduelle (jusqu'à 150 mg/l) après la fermeture des barrages et surtout la nappe phréatique sous des sols très avancés sur la voie alcaline.
- b) les valeurs les plus représentées sont de 40 à 70 mg/l. Les eaux les plus pauvres en silice (20-30 ppm) sont fréquemment parmi les eaux les plus minéralisées, sulfatées, des paysages à bon drainage interne.
- c) on observe dans le temps, et dans la gamme de concentration de 20 à 70 mg, des variations rapides et fortes des teneurs en silice au niveau d'un même emplacement.

d) plus généralement, on note, depuis les eaux lacustres et jusqu'aux eaux des paysages marécageux salés, une forte diminution de la valeur du rapport SiO_2/Na (tableaux LIV).

B. Les analyses de silice dans les sols ne sont pas d'une interprétation aisée :

Les dosages de silice sur les extraits aqueux de sol donnent évidemment des valeurs très variées selon le pH du sol : 0,1 % dans les sols faiblement salés et à bon drainage interne ; 1,5 à 7,0 % dans le profil n° 8 hyperalcalin. L'origine de la silice extraite est difficile à saisir puisque le sédiment contient à la fois des diatomées et des silicates argileux. On peut remarquer toutefois que, sur les lames minces de sol, les diatomées des sols très alcalins n'apparaissent pas fortement attaquées.

Trois points doivent être mis en avant :

- morphologiquement, on observe l'enrichissement de certains sols en silice : les phytolites des horizons supérieurs des sols des paysages marécageux (profils n° 6, 7) et les amas de silice amorphe soupçonnés à la surface de grains de quartz (profil n° 1).

- en revanche, on n'a pas observé de revêtements de silice amorphe sur les faces des éléments structuraux.

- aucun silicate sodique n'a été décelé de façon sûre.

Les polders sont donc le domaine de la fixation de silice par les végétaux, et sous forme biogénique (diatomées), amorphe. La synthèse des données sur les argiles fournira un nouvel élément du bilan de cette silice.

3. Etude de quelques autres éléments, mineurs en particulier, dans les eaux et les sols.

A. Le problème du bore.

Des teneurs élevées en borates solubles sont une caractéristique fréquente des milieux hyperalcalins, ce qui pose un grave problème de toxicité quand les sols sont utilisés à des fins agronomiques (US. Salinity Laboratory, 1954).

Or, ces teneurs ne sont pas élevées dans le cas des polders : moins de 100 μ par litre dans les eaux de nappe (tableau LVII), moins de 15 ppm (bore total) dans les sols. Ces teneurs modérées apparaissent liées à l'origine purement continentale des eaux et des sédiments.

TABLEAU LVII. LES ELEMENTS-TRACES, LE FER ET L'ALUMINIUM DANS LA NAPPE, A
LA VERTICALE DES PROFILS PRECEDEMENT ETUDIES.

Lieu du prélèvement	Elements - traces en mg/litre										Fe ^x	Al ^x
	B	V	Cr	Ni	Li	Sr	Ba	Ti	Mn	mg/l	mg/l	
Profil n° 2	60	400	<20	20	20	1600	1000	40	-	0,6	tr.	
Profil n° 3	65	120	< 8	8	8	800	650	240	400	0,5	0,2	
Profil n° 4	32	60	4	<4	<4	40	<12	80	80	0,3	tr.	
Profil n° 6	<100	1500	<100	<100	<100	10000	300	100	3000	1	0,2	
Profil n° 7	60	480	<60	<60	<60	6000	1800	600	120	1,5	0,3	
Profil n° 8	30	300	45	<30	<30	300	900	1500	300	7,4	4,4	
Profil Ganatir	-	1600	800	-	1600	<450	4500	1600	160	18,9	1,5	

TABLEAU LVIII. LES ELEMENTS-TRACES DANS QUELQUES SOLS PRECEDEMENT ETUDIES. x x

Lieu du prélèvement	Eléments - traces en ppm												
	B	V	Co	Ni	Sr	Cu	Mo	Ga	Mn	Zr	Pb	Cr	
Profil n° 1 : 10-20 cm	15	80	8	25	< 9	15	2,5	25	650	200	25	150	
200-220 cm	9	90	9	30	=	18	3	30	700	230	13	90	
Voie "saline neutre"													
Profil n°4 : - prisme à 105 cm :													
. Paroi du prisme	13	90	5	30	< 9	18	< 2	9	90	130	13	90	
. Noyau du prisme	9	90	5	30	=	18	=	9	90	130	9	90	
- prisme à 150 cm : paroi	12	80	8	25	=	25	2,5	8	400	120	12	80	
. Noyau	8	80	8	25	=	15	2,5	8	80	120	8	80	
Voie "alcaline"													
Profil de CARRE : 50-60cm	13	70	7	20	< 9	9	< 2	30	450	130	9	90	
Profil de GANATIR : 40 cm	12	400	7	25	=	8	2,5	8	800	120	25	80	

x Fe et Al dans les eaux ont été dosés en milieu HCl 1 %. Les eaux n'ont pas été filtrées sur millipores, c'est pourquoi ces données n'ont pas été interprétées.

x x Elements-traces totaux.

B. Le problème du vanadium.

Certaines eaux de nappe sont très riches en vanadium : 1600 µg/litre au niveau du profil GANATIR. Le sol lui-même est alors riche en cet élément mineur. La richesse en vanadium est liée à un milieu qui est simultanément hyperalcalin et encore riche en matière organique, (et réducteur) (voie "alcaline" : profil n° 6, et profil de GANATIR).

C. Le problème du phosphore.

Il aurait pu être traité dans le chapitre de géochimie organique, car les formes minérales de cet élément semblent provenir de l'héritage organique.

- Dans les sols de la voie "saline neutre", une étude particulière de DABIN (1970) a montré que le phosphore était surtout soit sous forme soluble, soit lié au calcium. En revanche, les proportions de phosphore lié à l'aluminium et au fer sont faibles. Les teneurs en phosphates des eaux de la nappe sous-jacente sont inférieures à 0,2 mg/l.

- Dans les sols de la voie "alcaline", la proportion des phosphates solubles augmente. C'est là une conséquence connue des phénomènes de réduction (PONNAMPERUMA, 1972). Les valeurs les plus élevées ont été notées dans ce même profil de GANATIR, hyperalcalin et encore riche en matière organique :

- 50 mg/l de phosphates solubles dans la nappe.
- 2 à 5 mg/100 g de ces mêmes phosphates dans les divers horizons du sol sus-jacent.

IV. LA GEOCHIMIE DES ARGILES.

1. L'argumentation d'ensemble.

A la lumière des résultats des analyses d'argiles effectuées à l'Institut de Géologie de Strasbourg (Mlle PAQUET et M. TARDY) une argumentation synthétique est proposée :

- La fraction argileuse des sédiments superficiels fraîchement exondés renferme 60 à 70 % de montmorillonite, 20 à 30 % de Kaolinite, et environ 10 % d'illite.

- La présence d'attapulgite dans les sédiments du lac Tchad a été signalée (chapitre II). Elle peut être considérée comme néoformée au niveau du lac, mais en très faibles quantités. On ne la trouve pas au niveau des polders.

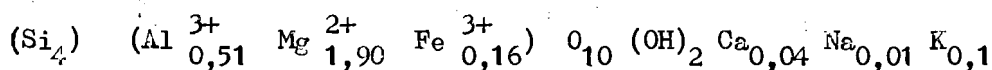
- Dans les polders âgés de 20 ans dont les sols sont différenciés par une voie "saline neutre", la nature et les proportions relatives des minéraux argileux sont identiques à celles des sédiments d'origine. Dans l'horizon superficiel des sols ayant subi un lessivage partiel de leurs sels, on peut observer une certaine diminution de la proportion de montmorillonite, et une netteté moins grande des édifices cristallins (d'après l'examen des diagrammes aux R.X.).

- Dans les polders dont les sols sont différenciés par une voie "alcaline", la proportion de montmorillonite dans l'horizon superficiel augmente jusqu'à 80 % (10 à 20 % de Kaolinite, 0 à 10 % d'illite). Les horizons profonds gardent une composition minéralogique analogue à celle des sédiments correspondants du lac.

- Au terme de cette évolution par la voie "alcaline", dans les sols de l'ouadi de LATIR (profil n° 8), la fraction argileuse renferme 100 % d'une phyllite magnésienne à comportement d'interstratifié vermiculite-montmorillonite (pic à 10 \AA à l'essai normal, 15 \AA à l'éthylène glycol et 11 \AA après chauffage à 490°C). Au microscope électronique, cette argile se présente sous forme de paillettes d'un micron de diamètre environ, aux bords arrondis ou hexagonaux. L'analyse chimique est la suivante :

SiO_2	Al_2O_3	MgO	CaO	Fe_2O_3	Mn_3O_4	TiO_2	Na_2O	K_2O
55,0	5,74	17,2	0,47	2,70	0,075	0,24	0,11	1,13

Pertes à 1000° C : 17,6 Somme : 100,5. Elle correspond à une formule structurale :



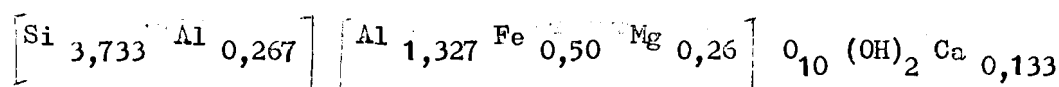
Ainsi, dans les horizons de surface des sols de la voie "alcaline", c'est à dire dans des horizons très salés et à carbonate de sodium, on assiste à la formation d'un minéral phylliteux magnésien proche de la montmorillonite. Ce minéral prend le relais de la montmorillonite alumineuse et ferrique héritée. Cette dernière semble stable non seulement dans les sédiments du lac mais aussi dans les sols de la voie "saline neutre".

2. Les conditions de stabilité des argiles alumino-ferriques héritées, et des argiles magnésiennes néoformées, dans le milieu des polders et des ouadis (TARDY, CHEVERRY, FRITZ, 1974).

Une estimation de l'énergie libre de formation^x des minéraux argileux de compositions variables peut être obtenue (TARDY et al., 1974 a ; TARDY et al., 1974b) en additionnant les valeurs des énergies libres de formation des oxydes silicatés, pondérées de leurs proportions respectives dans les minéraux considérés. Les valeurs choisies sont les suivantes :

$\text{SiO}_2 = -204,6$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = -382,5$; $\text{Fe}_2\text{O}_3 = -176$; $\text{MgO} = -149,2$;
 $\text{CaO} = -182,7$; $\text{H}_2\text{O} = -59,2$ dans le cas des argiles dioctaédriques et
 $-54,1$ dans le cas des argiles trioctaédriques magnésiennes (valeurs données en K cal/mole).

Dans ce cas, la valeur de l'énergie libre de formation de la montmorillonite héritée dont la formule est tirée des analyses déjà publiées (PAQUET, 1970) :

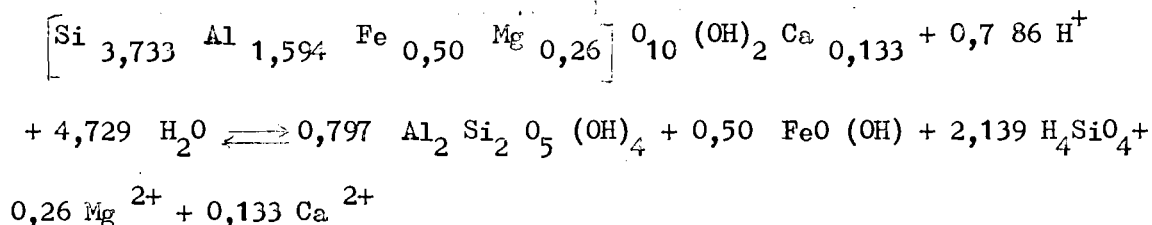


est de $-1234,48$ K cal/mole; l'énergie libre de formation de la montmorillonite magnésienne saturée en sodium en position échangeable est de : $-1284,25$ Kcal/mole.

^x Energie libre de formation de Gibbs.

A. Transformation de la montmorillonite aluminoferrifère en kaolinite et goethite.

L'équation s'écrit :



L'énergie libre de réaction : ΔG^0 est égale à $\sum \Delta G_{\text{formation}}^0$ (produits) -

$\sum \Delta G_f^0$ (réactifs), soit ici :

0,797	kaolinite	= - 0,797 . 910	= - 725,270
0,50	goethite	= - 0,5 . 117	= - 58,50
2,139	H_4SiO_4	= - 2,139 . 312,56	= - 668,566
0,26	Mg^{2+}	= - 0,26 . 108,9	= - 28,314
0,133	Ca^{2+}	= - 0,133 . 132,18	= - 17,580
$\sum \Delta G_f^0$ (produits)			- 1498,230

Montmorillonite :	- 1234,483
-------------------	------------

4,729 H_2O :	- 4,729 . 56,69	= - 268,087
------------------------------	-----------------	-------------

$\sum \Delta G_f^0$ (réactifs)	- 1502,570
--------------------------------	------------

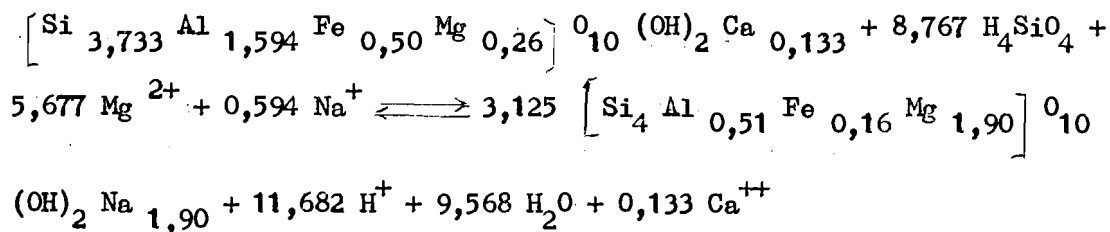
$$\Delta G_r^0 = - 1498,230 + 1502,570 = + 4,340 = - 1,364 \log K_r$$

$$\log K_r = - 3,182$$

$$\text{Or, } \log K_r = 2,139 \log [\text{H}_4\text{SiO}_4] + 0,26 \log [\text{Mg}^{2+}] / [\text{H}^+]^2 + 0,133 \log \\ [\text{Ca}^{2+}] / [\text{H}^+]^2 = - 3,182 \text{ (loi d'action de masse). (1)}$$

Cette équation (1) peut être considérée comme l'équation de transformation de la montmorillonite aluminoferrifère en Kaolinite et goethite.

B. Transformation de la montmorillonite aluminoferrifère en montmorillonite magnésienne.



On admet en effet, du point de vue du complexe adsorbant de ces argiles, que l'argile aluminoferrifère héritée est calcique. L'argile magnésienne en revanche, prélevée dans un milieu hyperalcalin à Na_2CO_3 est sodique.* Le calcium perdu par l'argile dans cette réaction (0,133 Ca) a précipité dans le sol à l'état de CaCO_3 .

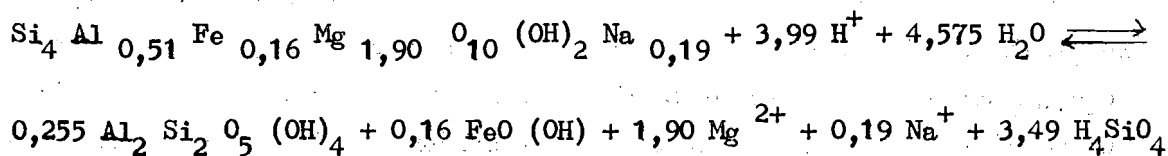
Le même type de calcul que celui de la réaction précédente conduit à $\Delta G_r^0 = + 56,763 = - 1,364 \log K_r$; $\log K_r = - 41,615$

On peut donc écrire l'équation (2)

$$8,767 \log [\text{H}_4\text{SiO}_4] + 5,677 \log [\text{Mg}^{2+}] / [\text{H}^+]^2 + 0,594 \log [\text{Na}^+] / [\text{H}^+] - 0,133 \log [\text{Ca}^{++}] / [\text{H}^+]^2 = 41,615$$

C. Transformation de la montmorillonite magnésienne en Kaolinite et en goethite.

La réaction s'écrit :



Le même type de calcul conduit à :

$$\Delta G_r^0 = - 16,783 \quad \text{et} \quad \log K_r = + 12,304$$

Ceci permet de poser l'équation (3) :

$$3,49 \log [\text{H}_4\text{SiO}_4] + 1,90 \log [\text{Mg}^{2+}] / [\text{H}^+]^2 + 0,19 \log [\text{Na}^+] / [\text{H}^+] = 12,304$$

Les trois équations (1), (2), (3) caractérisent un espace à quatre dimensions :

* C'est pourquoi la formule structurale utilisée pour le calcul ($\text{Na}_{1,90}$) est une formule théorique simplifiée, différente du point de vue garniture cationique de celle calculée par l'analyse chimique. Cette dernière correspondait en effet à des argiles lavées, et donc fortement appauvries en sodium échangeable par hydrolyse.

$\log [H_4SiO_4]$, $\log [Mg^{2+}]/[H^+]^2$, $\log [Ca^{2+}]/[H^+]^2$ et $\log [Na^+]/[H^+]$,

définissant les domaines de stabilité de la Kaolinite et de la goethite, de la montmorillonite alumino-ferrifère et de la montmorillonite magnésienne.

Dans le diagramme à deux dimensions de la Fig. n° 52, les limites des domaines sont des droites dont les positions varient en fonction de la valeur de $\log [Ca^{2+}]/[H^+]^2$ et de $\log [Na^+]/[H^+]$

Quatre eaux précédemment étudiées sont utilisées pour illustrer les domaines de stabilité des montmorillonites. Ce sont les eaux n° 1 (lac Tchad), 2 (lame de submersion), 4 (nappe phréatique de la voie "saline neutre"), et 9 (nappe de la voie "alcaline"), du programme de calcul (Tableau LIII).

Les points 1 et 4 sont situés dans le domaine de stabilité de la montmorillonite alumino-ferrifère. Les points 2 et 9 sont situés dans le domaine de stabilité de la montmorillonite magnésienne, qui se forme dans les horizons de surface de ces sols.

Cette approche thermodynamique des phénomènes confirme donc l'étude morphologique :

- dans les sédiments du lac Tchad et dans les sols de polders qui évoluent en régime sulfaté-sodique neutre, les montmorillonites alumineuses et ferrifères se maintiennent.

- dans les horizons de surface des sols soumis à une évaporation et évoluant en régime alcalin carbonaté-sodique, les solutions sont concentrées et la montmorillonite magnésienne se développe.

- plus que les types structuraux eux-mêmes (argiles 1 : 1, 2 : 1, en feuillets ou fibreuses) qui ne feraient qu'accuser des façons différentes de combiner les ions entre eux, c'est la composition chimique des édifices qui se révélerait dans le cas présent le critère utilisable comme indicateur de milieu de genèse.

Dans ce passage d'argiles plutôt ferrifères à des argiles plutôt magnésiennes, un autre mécanisme peut être envisagé (DREVER, 1971). Dans les sols fortement réducteurs en profondeur de la voie "alcaline", une partie du fer des argiles passerait et serait immobilisée à l'état de sulfures de fer. Le rôle du magnésium serait ainsi privilégié. KANIVETS (1970) a suggéré de son côté que l'hydrogène sulfuré pourrait extraire le fer d'oxydes libres variés, mais pourrait aussi détruire partiellement les alumino-silicates.

Ainsi, la découverte de l'argile magnésienne dans les horizons des sols évoluant vers la voie carbonatée sodique apporte un élément au bilan du magnésium dans les polders et les salines du lac Tchad.

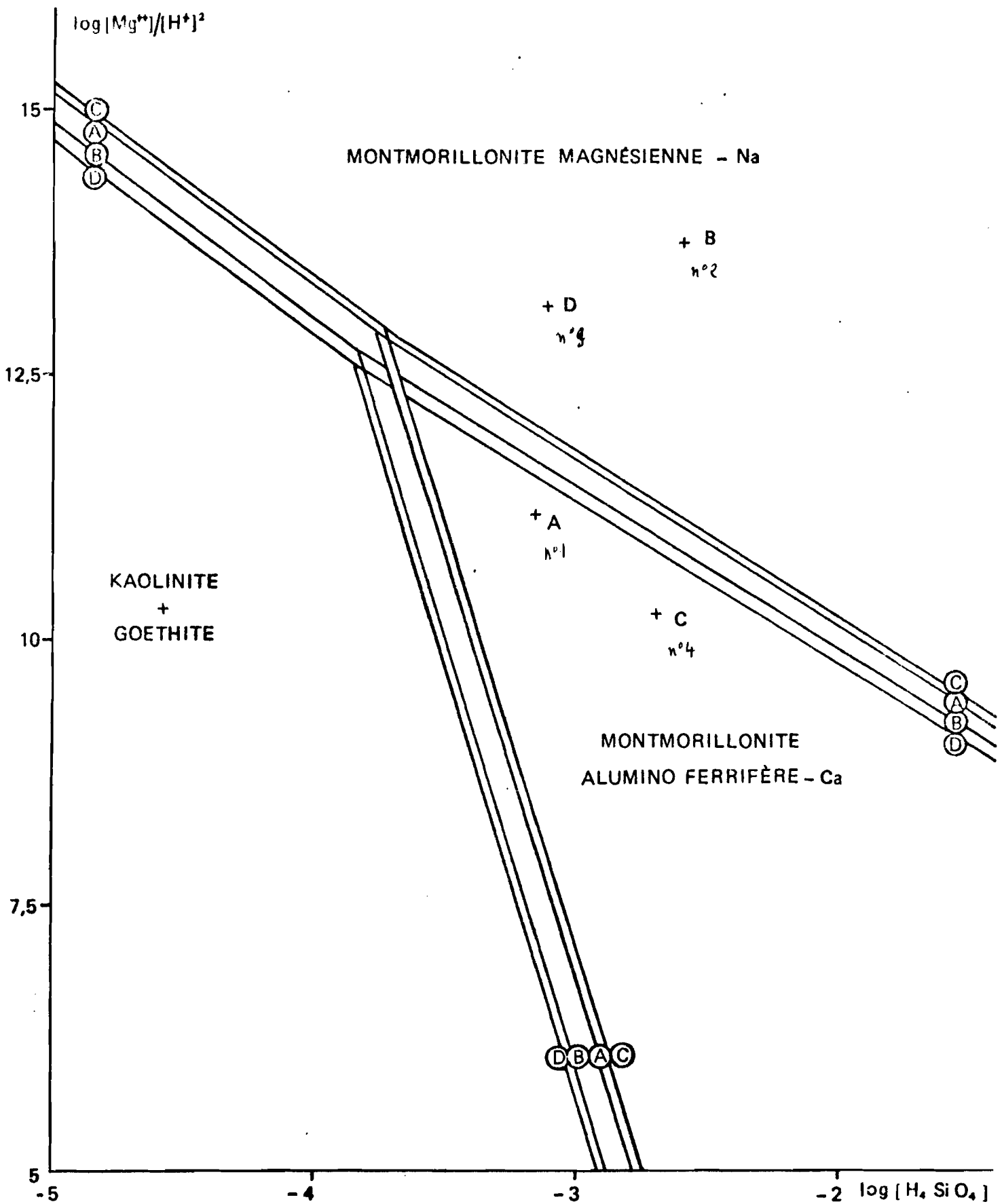


Fig. 51 - Le domaine de stabilité des montmorillonites magnésiennes et la composition chimique de quatre eaux des polders (points A, B, C, D)

n° 1, 2, 4, 9.

Chapitre X.

INTERPRETATIONS GENERALES.

CHAPITRE X . INTERPRETATIONS GENERALES.

J'ai étudié les transformations que subit un sédiment lorsqu'il passe du milieu subaquatique du lac Tchad au milieu supereauatique des polders. Ces transformations sont rapides et leur déroulement a pu être décrit et analysé d'une manière presque continue dans le temps et dans l'espace.

La dichotomie de deux grandes voies d'évolution (CHEVERRY, 1968 b) a donc pu être précisée avec une part d'interprétation relativement réduite. La voie "saline neutre" correspond à un milieu à bon drainage interne, oxydant (accumulation de sulfates). La voie "alcaline" à un milieu à mauvais drainage interne, réducteur (accumulation de carbonates). Les transformations-clefs, le déterminisme de ces deux voies ont déjà été analysés (conclusions des chapitres VI et VII). C'est pourquoi les interprétations porteront plutôt sur :

- les modalités d'intervention de la matière organique. Ces modalités apparaissent en effet déterminantes pour assurer l'orientation des sols sur l'une des deux voies, et ainsi pour régler dans le temps et dans l'espace l'apparition des différents types d'accumulation saline.

- la signification des toposéquences. A l'échelle de ces toposéquences, les sols des deux voies se sont révélés avoir une distribution ordonnée. L'analyse de cette distribution en termes de dynamique latérale de la matière aboutit à la notion de "système biogéodynamique".

- cette illustration de la thèse biogéodynamique en milieu humifère permet une extension des interprétations concernant les sols des polders dans l'espace (fond de la cuvette tchadienne).

I. LES MODALITES D'INTERVENTION DE LA MATIERE ORGANIQUE.

L'exposé pédologique des faits a suggéré que le même type de matière organique héritée de la sédimentation pouvait intervenir différemment selon la voie d'évolution suivie par le sol.

1. Le mode d'intervention de la matière organique dans les sols de la voie "saline neutre".

Dans ces milieux profondément aérés, il y a renforcement des liens entre l'argile et la matière organique. Ces liens créent un comportement du matériau (hydrophobie, réduction du gonflement) différent de celui que présente l'argile seule. Or ces propriétés particulières vis à vis de l'eau sont parmi celles qui sont apparues déterminantes pour accentuer la formation des accumulations salines neutres.

L'intervention de la matière organique dans ce cas est donc principalement "physique". Son rôle "chimique" est en revanche modéré, car dans ce milieu aéré son pouvoir réducteur joue moins. Le gaz carbonique produit par sa minéralisation est en bonne part perdu dans l'atmosphère.

Ce mode d'intervention physique est interprété comme lié au processus d'humification. Dans les sédiments superficiels du lac Tchad, la matière organique est assez proche d'une lignine, constituant des organoreliques disposées dans le plasma argileux (ch. II et VIII). Dans les polders, cette matière organique s'humifie. En milieu aéré et toujours relativement calcique, la "dépolymérisation" s'arrête au stade d'acides humiques assez difficilement mobilisables. Chimiquement, cette évolution correspondrait notamment à une "oxydation" ou "carbonisation" de la lignine. Des chaînes aliphatiques se coupent de la molécule. Et ce sont ces chaînes aliphatiques qui assureraient des liaisons avec les argiles. Cette évolution se poursuivrait par la formation d'une humine vraie très résistante.

2. Le mode d'intervention de la matière organique dans les sols de la voie "alcaline".

Le milieu est dans ce cas mal drainé et fréquemment sodique, et la même matière organique intervient différemment. Son rôle chimique est alors prépondérant :

- elle renforce le caractère réducteur du milieu et favorise la sulfato-réduction, privilégiant ainsi en phase aqueuse le rôle des composés du carbone (HCO_3^- , CO_3^{2-}) par rapport à celui des composés du soufre.

- elle permet la formation de complexes organo-minéraux.

- le CO_2 produit par sa minéralisation demeure en bonne part dans le sol et les eaux. L'intervention "physique" est en revanche limitée et ceci peut être interprété en fonction du mode d'humification :

Dans ce domaine aval, de caractère sodique et hyperalcalin, où le dessèchement est moindre, la fraction organique solubilisable à l'eau augmente fortement. Une partie de la matière organique se "sépare" ainsi de l'argile, qui retrouve alors ses propriétés originelles d'hydrophilie, de gonflement. Morphologiquement, ceci semble correspondre à la séparation entre les noyaux résiduels, exfoliés, des organoreliques et une masse mobile de composés plus légers (le salant "noir" par exemple).

Par la diversité de ses modes d'intervention, la matière organique héritée est donc l'un des facteurs décisifs accentuant la dichotomie des voies "saline neutre" et "alcaline". Ceci pose le problème du mécanisme qui a enclenché cette dichotomie. Or ce problème peut être examiné sous un angle nouveau, en revenant sur la signification des toposéquences.

II. LES TOPOSEQUENCES CONÇUES COMME DES SYSTEMES BIOGEODYNAMIQUES.

Un exemple de système : l'invasion remontante de l'alcalinisation.

On a constaté dans l'exposé des faits que les sols avaient en général une distribution ordonnée dans le paysage, en particulier à l'échelle de **toposéquences** : la partie amont correspond fréquemment à des sols de la voie "saline neutre", la partie aval à des sols de la voie "alcaline". L'analyse de cette distribution montre qu'il ne s'agit pas d'une simple juxtaposition.

1. La dynamique de la matière dans les toposéquences.

A. La partie amont de certaines des séquences étudiées (DJIBOULBOUL, GUINI) se différencie pédologiquement, après quelques années, en un milieu présentant quelques caractères-éluviaux. En effet, les vases superficielles se sont durcies et fragmentées en petits agrégats polyédriques très stables

qui se comportent vis à vis de l'eau comme les éléments inertes d'un squelette. L'argile structurée sous-jacente s'est elle-même organisée en prismes grossiers dont les parois sont consolidées par des revêtements d'oxydes hydratés ; son pouvoir de gonflement est réduit. Cette organisation, due notamment au rôle "physique" de la matière organique, a pour effet d'augmenter la pénétration des pluies. Celles-ci empruntent préférentiellement le réseau de fentes verticales, qui ne se referment pas totalement, et où précisément les sels s'étaient accumulés en saison sèche. Certaines saisons des pluies, une partie des sels peut donc être éluviée jusqu'à la nappe grâce à cette structuration.

B. La partie aval de ces séquences présente en revanche quelques caractères illuviaux. Le matériau s'enrichit en sels sodiques, s'alcalise, gonfle, et son caractère réducteur s'accroît. Les sels apportés latéralement par la nappe se trouvent piégés dans ce milieu aval, et s'y accumulent.

Ces toposéquences constituent donc des systèmes de transfert latéral de la matière. A l'origine de la dynamique latérale, on a simultanément :

- la nappe avec son gradient. C'est un facteur externe.

- le régime des eaux dans les sols, qui résulte, lui, de la pédogénèse.

Ce régime est plutôt percolatif en amont, et exsudatif en aval.

Le transfert latéral de matière accentue la différence entre le milieu amont éluvial et le milieu aval illuvial.

2. La signification de cette dynamique latérale de la matière.

Trois remarques précisent la signification de cette dynamique latérale de la matière :

A. Ce système de transfert de matière ne concerne que certains constituants : les sels sous forme ionisée, et, dans certains cas, la matière organique solubilisée. Il ne porte pas sur l'argile. En cela, ces séquences diffèrent des séquences à solonchaks, solonetz, sols steppiques lessivés mises en évidence en URSS, notamment par KOVDA (1954), ANTIPOV-KARATAEV (1953), BAZILEVICH et al. (1965), ou encore des séquences décrites par FRANKART (1969) au Burundi, ou par BOCQUIER (1973) en amont du lac Tchad.

B. Une fois établi, ce système s'autodéveloppe : on assiste par exemple à une invasion remontante de l'alcalinisation.*

* L'alcalinisation est un processus que l'on a distingué de l'alcalisation, car plus général. L'alcalisation, c'est la fixation de sodium sur le complexe adsorbant. L'alcalinisation, c'est le processus caractéristique des sols différenciés par la voie alcaline ; il recouvre l'immobilisation du calcium à l'état de calcite, la formation et l'accumulation de Na_2CO_3 et l'alcalisation elle-même.

Ce processus semble se développer en deux temps. Dans un premier temps, la perméabilité latérale reste élevée sur toute la séquence. Les eaux peuvent traverser à leur base les sols de la voie alcaline. Mais les analyses ont montré que ces eaux se concentraient dans les parties aval, et que dans le temps ces concentrations se déplaçaient en remontant vers l'amont. Les sols sont en contact avec des solutions capillaires plus concentrées, qui perdent leur calcium, alcalisent le matériau argileux : les argiles immédiatement en amont du noyau alcalin initial gonflent à leur tour.

Dans un deuxième temps, le noyau aval de sols alcalisés s'imperméabilise sur toute son épaisseur. Il bloque la circulation latérale des eaux provenant de l'amont. Par évapotranspiration, ces eaux se concentrent à cet emplacement, et elles alcaliseront le matériau situé précisément à l'amont immédiat de ce barrage.

Un schéma (Fig. n° 52) illustre ces deux variantes du phénomène d'invasion remontante de l'alcalinisation.

C. Ce système ne s'enclenche que si des noyaux de sols de la "voie alcaline" se créent d'entrée de jeu en aval. Trois facteurs externes ont été retenus comme pouvant jouer ce rôle : (Tableau LIX)

a) l'hétérogénéité dans l'espace des sédiments lacustres. A l'échelle de la séquence, l'héritage lithologique est en général assez homogène. Quand il ne l'est pas, l'hétérogénéité porte principalement sur l'épaisseur des vases superficielles et notamment des vases brunes riches en matière organique. Cette épaisseur augmente fréquemment, mais pas systématiquement, dans les parties les plus basses des bras du lac, donc des toposéquences.

Cette hétérogénéité peut contribuer à enclancher le système en créant des noyaux de sols alcalins. La richesse en matière organique peu évoluée favorise en effet les phénomènes de réduction, donc l'orientation des sols sur la voie alcaline.

b) L'histoire de la lame d'eau de submersion. En se concentrant par évaporation, les eaux emprisonnées lors de la fermeture des barrages deviennent très alcalines (ch. III). Si elles stagnent plusieurs années dans les parties basses du polder, leur empreinte sur les sédiments qu'elles imprègnent oriente ensuite les sols, après l'exondation, sur la voie "alcaline". Si en revanche elles se retirent rapidement, leur empreinte est faible ou même elle s'efface (ch. IV).

c) La profondeur de la nappe phréatique lorsque son niveau se stabilise.

Une nappe phréatique stabilisée à moins de 75 cm de profondeur a tendance à provoquer l'alcalinisation des sols, car elle freine le dessèchement, la structuration, l'aération du sol. Ce troisième facteur externe est donc lui-même dépendant de facteurs soit topographiques (le modelé de la séquence), soit hydrogéologiques (le niveau du lac Tchad, de la nappe régionale).

3. Les divers modes d'utilisation de l'énergie dans cette toposéquence.

Considérons deux types d'énergie : - celle apportée au sol sous forme de radiations solaires (énergie radiative), ou sous forme de chaleur d'advection (effet d'oasis du polder vis à vis des dunes environnantes) ; - et celle emmagasinée initialement dans le sédiment, notamment sous forme de matière organique.

A. L'utilisation de l'énergie reçue.

A l'échelle d'une toposéquence, le climat radiatif est homogène. En amont, la biomasse végétale est faible et la surface du sol n'est que partiellement couverte. L'énergie radiative est en contact direct avec le sol. Or l'évaporation du sol est fortement réduite par un "mulch" et l'évapotranspiration réelle est très nettement inférieure à l'évapotranspiration potentielle. L'énergie radiative se dissipe donc en chaleur.

Ces sols s'échauffent d'autant plus facilement pendant la journée qu'ils sont secs, et que leur couleur est foncée. Par ailleurs, on admet que l'albedo global de sols humifères est assez faible (BOULAIN, 1971). Cet échauffement augmente la porosité physique du milieu (par dessèchement et retrait), renforce les liaisons argile-matière organique et enfin accroît la stabilité des structures pédologiques superficielles (MONNIER et al. 1968).

En aval, la surface du sol est protégée de l'insolation par une végétation dense. Il n'y a donc pas de contact direct. De plus, cette surface du sol est humide. L'E.T. réelle, se maintient à un niveau proche de l'ETP. L'énergie radiative se dissipe donc en particulier en chaleur latente de vaporisation. L'échauffement du sol est moindre. Par ailleurs, l'albedo d'une surface verte est plus fort (0,20 à 0,25) que celui d'un sol noir dénudé (moins de 0,1), donc la fraction d'énergie directement réfléchie est plus forte en aval.

B. La matière organique du sédiment comme source d'énergie.

La matière organique héritée de la sédimentation se minéralise, s'oxyde biologiquement, après l'exondation et les réactions sont exothermiques. En amont, ces réactions se produisent dans un milieu aéré, et les échanges avec l'atmosphère s'établissent rapidement. En particulier une partie importante du CO_2 , produit de la minéralisation, part dans l'atmosphère. Il y a, là encore, perte de matière à l'amont des toposéquences, et ce mécanisme de départ sous forme gazeuse peut être considéré comme de l'éluviation.

En aval, une forte proportion du CO_2 produit reste dans le circuit interne : nappe-atmosphère du sol. Par ailleurs, la matière organique du sédiment sert de réservoir énergétique pour des réactions microbiologiques telles la sulfato-réduction.

4. Conclusion : ces toposéquences de sols des polders sont des systèmes biogéodynamiques.

Les toposéquences de sols des polders apparaissent donc comme des systèmes de faibles dimensions (300 à 1000 m de longueur), à dénivelée faible (1 à 2 m), et qui se différencient par un mécanisme de transfert latéral de matière. Ce mécanisme est d'abord amorcé par certains facteurs externes :

- un premier "lot" d'entre eux (d'ordre sédimentologique, topographique, historique, hydrogéologique) diversifie, selon la verticale considérée, l'organisation du sol, son régime des eaux et des sels. La séquence de sols est d'abord la juxtaposition de sols fonctionnant à un instant donné de façon différente.

- un autre facteur externe, le gradient latéral de la nappe, introduit le moteur du transfert latéral de matière. C'est là un facteur d'ordre hydrogéologique, donc externe. Mais c'est aussi un facteur interne : l'évaporation étant plus forte en aval (nappe moins profonde), on observe fréquemment une certaine "dépression" du niveau de la nappe, qui pourrait provoquer en tant que telle un gradient latéral.

Le mécanisme de transfert latéral est amplifié et entretenu par autodéveloppement du système lui-même. La séquence devient un système où la même matière organique originelle intervient différemment, où l'énergie est utilisée différemment, selon la partie du système considérée.

Ces systèmes répondent à la conception des "unités biogéodynamiques" (POLYNOV, 1956) telles que les a illustrées BOCQUIER (1973) :

" Une unité biogéodynamique se développe de façon continue, en modifiant les conditions de son évolution ultérieure, tout en restant sous la dépendance des facteurs externes (niveau du lac Tchad et de la nappe régionale notamment) et de leurs éventuelles variations".

Le système qui vient d'être décrit correspond donc à l'invasion remontante de l'alcalinisation, à partir de noyaux alcalins nés dans la partie la plus basse des séquences. C'est le système décrit dans le polder de DJIBOULBOUL et dans celui de GUINI entre 1951 et 1966. Le terme en est l'envahissement de la quasi-totalité de la séquence (bas de pente dunaire exclu) par des sols alcalins.

III. L'EXTENSION ET L'UTILISATION DE LA NOTION DE SYSTEME BIOGEODYNAMIQUE.

1. Un deuxième exemple de système : la résorption des noyaux alcalins.

Un autre système peut être envisagé en synthétisant les faits pédologiques observés dans le polder de GUINI entre 1966 et 1971 (chapitre VI) : ce second système correspond à la résorption des noyaux précédemment alcalins, et à l'envahissement de la séquence par les sols de la voie "saline neutre". Dans ce cas :

- . en amont, les sols de la voie "saline neutre" se développent.
- . en aval, les noyaux de sols de la voie "alcaline" sont attaqués, d'une part de l'intérieur, par suite de la réoxydation "in situ" des sulfures, d'autre part de l'extérieur : les solutions qui drainent latéralement sont proportionnellement moins riches en sodium et en bicarbonates, plus riches en calcium et en sulfates que dans le premier système. Ces eaux désalcalisent le complexe (Fig. n° 52).

Le système s'enclanche en particulier sous l'action des trois facteurs externes déjà retenus pour le premier système, mais qui jouent ici de façon différente (Tableau LIX). Une fois amorcé, et ces facteurs ne variant plus, ce système s'autodéveloppe.

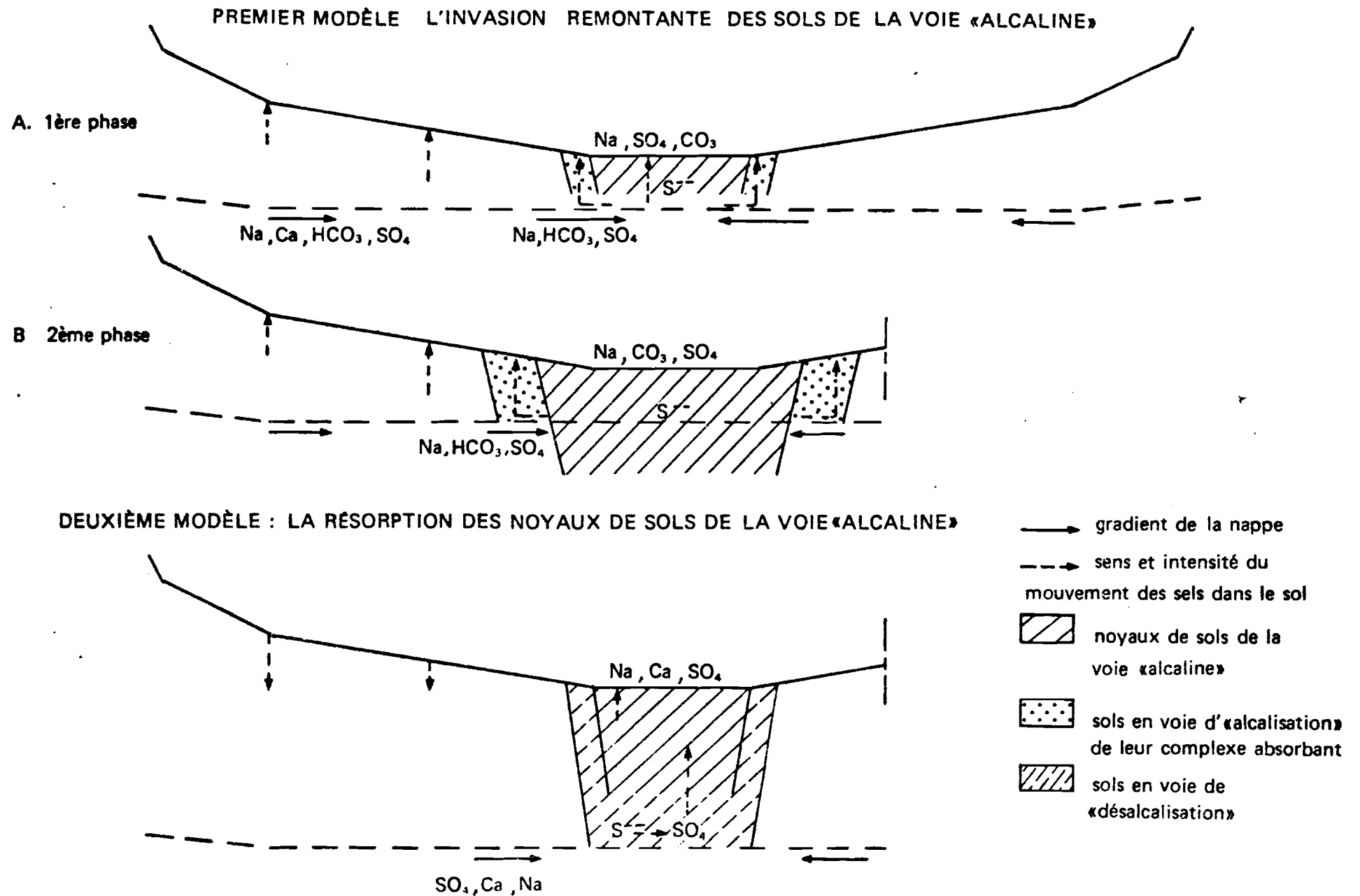


Fig. 52 - Deux schémas de fonctionnement de la toposéquence, du point de vue des sels (systèmes biogéodynamiques)

TABEAU LIX. UTILISATION DE LA NOTION DE SYSTEME BIOGEODYNAMIQUE.

L'intervention de trois facteurs externes dans la mise en place de l'un des deux systèmes décrits.

Héritage lithologique.

40 20 0

épaisseur du
niveau de vases
brunes (en cm,
avant tassement).

Histoire de la lame d'eau de submersion

20 10 0

nombre d'
années
pendant
lequel la
lame se
maintient

Voie d'évolution privilégiée :	" Alcaline "	" Saline neutre "
Système caractérisé par une :	Invasion remontante de l'alcalinisation	Résorption des noyaux alcalins

Profondeur de la nappe par
rapport à la surface du sol.

en mètres, et :

- en aval des toposéquences 0 0,5 1 1,5 2 2,5 3,0 3,5
- en amont. 1 1,5 2 2,5 3,0 3,5

On constate que toutes les toposéquences étudiées dans les polders de cette région peuvent être ramenées à un des deux systèmes précédents. On a toujours l'opposition entre :

- amont / caractères éluviaux / voie "saline neutre".
- aval / caractères illuviaux / voie "alcaline".

Mais ce qui varie selon le système, c'est la part respectivement occupée par l'un ou l'autre de ces types de différenciation, et le sens dans lequel cette part évolue avec le temps .

2. La diversification des paysages de bas-fonds du modelé dunaire régional, en relation avec ces systèmes.

De nombreuses dépressions interdunaires ont été décrites au nord du lac Tchad par PIAS (1959, 1961), GUICHARD (1961), MAGLIONE (1963 à 1974). On constate qu'il s'agit soit de sols de la voie "alcaline" (les "natronières", les "limons très salés carbonatés" ...), soit de sols de la voie "saline neutre", avec des teneurs en gypse atteignant localement 30 %. En général, ce sont les ouadis dans leur ensemble qui ont évolué sur l'une ou l'autre des voies. Ceci est conforme à la notion de toposéquences conçues comme des systèmes bio-géodynamiques.

Si le niveau d'intervention des 3 facteurs externes choisis est fixé, on a en effet :

- soit une invasion remontante totale (ou quasi-totale : bordures exclues) des sols de la voie alcaline.
- soit une résorption presque complète des noyaux alcalins qui avaient pu s'établir dans les parties basses.

Or la gamme d'intervention des 3 facteurs est relativement serrée : une épaisseur de 15 cm suffit à faire jouer au niveau de vases brunes un rôle important ; une différence de 10 ans dans la durée de stagnation des eaux de submersion suffit à modifier l'orientation respective de deux toposéquences ; il en est de même pour une différence d'1 m du niveau de la nappe. Ceci peut prendre une signification géologique :

A un moment donné de l'holocène, une série de bas-fonds interdunaires pouvait donc être le lieu de combinaisons différentes des niveaux d'intervention des 3 facteurs, et ceci alors même que les conditions régionales d'évolution des sols (sédimentologiques, climatiques, hydrogéologiques) étaient homogènes.

La marquetterie de dépressions très différentes observées dans cette région serait d'origine pédologique, caractéristique des périodes de régression, d'exondation des sédiments. Les périodes de transgression, de sédimentation étaient en revanche assez homogènes à l'échelle régionale (SERVANT, 1973).

3. L'utilisation de cette notion de systèmes biogéodynamiques à des fins de mise en valeur.

Les deux systèmes décrits présentent des intérêts agronomiques fort différents. Le premier, l'invasion remontante de l'alcalinisation, conduit à un abaissement grave de la fertilité de ces sols, fertilité qui au moment de l'exondation est très élevée. La salure excessive, le pH très élevé, la dégradation des propriétés physiques limitent ou même interdisent le développement des cultures (blé, coton, maïs). De plus, la mise en oeuvre des techniques classiques d'irrigation et de drainage s'avère insuffisante pour réduire ces effets néfastes, car l'imperméabilisation rapide et totale du sol empêche un lessivage artificiel des sels. Des techniques très délicates comme l'irrigation avec des eaux contenant de l'acide sulfurique (PETROSIAN et al. 1969) doivent être envisagées.

Le second système présente des inconvénients moindres. Même s'il y a une forte accumulation saline, il s'agit en effet de sels neutres ; le pH reste modéré, et le taux d'alcalinisation est inférieur à 25-30 %. Par suite du caractère humifère du milieu, des fortes liaisons entre l'argile et la matière organique, les propriétés physiques ne sont pas, ou peu, dégradées. L'excès de sels peut être lessivé par des irrigations.

La conception de la mise en valeur de ces polders doit donc s'attacher à opérer de façon préventive, en jouant sur les facteurs de la pédogénèse, de manière à ce que le second système s'enclanche. Ce système est dans une certaine mesure "autoaméliorant" et pourrait donc économiser des investissements trop lourds parce que trop globaux.

La manipulation de ces deux systèmes, de leurs facteurs, pourrait conduire à l'élaboration d'un "modèle" de toposéquence, et de polder, faisant l'objet de simulations. L'ébauche présentée ici permet déjà de proposer quelques critères en matière de :

- choix des bras du lac Tchad que l'on peut envisager de transformer en polders. La prospection doit comprendre des données sur l'hétérogénéité de l'héritage sédimentaire.

- choix des modalités de pompage des eaux emprisonnées lors de la fermeture des barrages (histoire de la lame d'eau de submersion).

- choix d'une profondeur à laquelle on peut stabiliser le niveau de la nappe phréatique.

Ces critères, d'ordre plus technique, ont été reportés en annexe. On note qu'ils concernent les trois facteurs externes déjà évoqués (Tableau LIX) : plus généralement, la conception de la mise en valeur proposée découle directement de la notion de systèmes biogéodynamiques.

L'INTERPRETATION BIOGEOCHIMIQUE GENERALE.

IV. LES CYCLES DE LA MATIERE ORGANIQUE AU FOND DE LA CUVETTE TCHADIENNE ET LEUR SIGNIFICATION.

1. Le premier cycle : l'accumulation de matière organique dans les sédiments récents du lac Tchad.

La matière organique s'est révélée jouer un grand rôle, par ses modalités d'action, sur la nature et la distribution des sels dans les sols de polders. Ceci pose le problème de l'origine de cette matière organique (chap. II, VIII) et de la signification de cette accumulation au niveau du lac.

Après avoir transité à l'état ionisé par les fleuves Chari et Logone, les bases venant du milieu ferrallitique ou ferrugineux sont en partie utilisées au niveau du lac Tchad par la végétation. Cette fixation biologique concerne le potassium, les alcalino-terreux et dans une mesure moindre le sodium. Cette végétation immobilise également de fortes quantités de silice. Par le dépôt de débris finement fragmentés, une fraction de cette matière organique est incorporée dans la masse argileuse du sédiment. Elle paraît être relativement inactive et sans effet sur l'évolution du sédiment, par suite de l'absence de compaction forte ou de dessèchement. C'est là un premier cycle, subaquatique, de la matière organique.

La matière organique du lac serait donc l'un des lots de "la gigantesque analyse semi-quantitative, qui sépare en lots successifs le tout venant de la matière continentale" (MILLOT, 1964, commentant la séquence géochimique de GOLDSCHMIDT, 1937). La matière organique prendrait place, dans le cas de la cuvette tchadienne actuelle, après la montmorillonite et avant les sels solubles. La montmorillonite est en effet l'accumulation envahissante des paysages décrits par BOCQUIER, en amont du lac, sur des alluvions anciens du fleuve Logone. Les sels sont l'accumulation typique des bordures en "aval" du lac (polders et ouadis). Cette place de la matière organique correspond d'ailleurs à celle que GOLDSCHMIDT attribuait aux "réducteurs" (charbons, sulfures sédimentaires).

2. La relation de ce premier cycle vis à vis du phénomène de régulation saline du lac Tchad.

- Si le lac Tchad constituait une lame d'eau en permanence très peu épaisse, colonisée par une végétation ancrée très dense, l'apport organique serait peut-être suffisant pour qu'il y ait formation d'une véritable tourbe. Cette tourbe "basse", alcaline, prendrait naissance malgré les conditions du milieu, notamment la température élevée des eaux, favorables à une rapide décomposition de la matière organique. Ceci a pu être le cas pendant certaines périodes de l'holocène. Ce n'est pas le cas de la période récente (500 ans BP à maintenant), probablement parce que des périodes de hautes eaux du lac, comme celle enregistrée jusqu'en 1966, limitaient les apports organiques à ceux d'une végétation flottante.

- Mais si le lac Tchad constituait un milieu très confiné, ses eaux deviendraient progressivement saumâtres. Du point de vue organique et dans un premier temps, une végétation spécialisée, halophyte, remplacerait la végétation actuelle. Dans un second temps, toute végétation disparaîtrait par suite de la ~~sursalure~~ et le sédiment ne s'enrichirait plus en matière organique. Cette évolution et son terme ont été décrits par BAZILEVICH (1965) dans les lacs des pays BARABA, au Sud de la Sibérie.

Le mécanisme original d'enrichissement des sédiments superficiels du lac en matière organique apparaît donc directement lié au mécanisme de la régulation saline du lac Tchad.

3. Le deuxième cycle, superaquatique, de la matière organique. Le relais par une matière organique venant de la végétation.

L'exondation place la matière organique accumulée en milieu subaquatique dans un milieu tout différent, où elle se minéralise plus rapidement, s'humifie, et localement se solubilise. Il a été montré que ce deuxième cycle correspondait à l'évolution par des voies différentes d'un stock organique initial assez homogène et que ces voies recouvraient, et d'une certaine manière déterminaient les voies "saline neutre" et "alcaline" d'évolution des sols.

Ce sont là des faits observés dans les 20 à 50 ans suivant l'exondation. Le devenir de cette matière organique à plus long terme doit être envisagé.

A. Dans les sols de la voie "saline neutre", on s'oriente vers une "humine vraie". Le stock initial s'épuise avec une vitesse régulièrement décroissante (chap. VIII). Le relais par la végétation est assuré sous forme de prairies clairsemées, ou de buissons arbustifs. L'observation des vieux polders orientés sur cette voie, à nappe profonde (plus de 3 m), montre le caractère "steppique" de ces paysages. Sur le plan pédologique, on peut d'ailleurs noter que cette phase de steppisation sur sols argileux, quoique modeste (la végétation est peu dense), est en harmonie avec l'évolution des sols des dunes voisines (Sols bruns steppiques).

B. Dans les sols de la voie "alcaline", on s'oriente vers des masses de matière organique solubilisée de couleur brun sombre, mobiles dans le sol ; il n'y a plus de végétation. On signalera ici un rapprochement entre le comportement de la matière organique héritée dans cette voie alcaline et certains faits observés dans le domaine de la diagénèse.

Les noyaux résiduels des organoreliques des sols des polders correspondraient au "Kérogène" (DEGENS, 1967). Les produits mobiles correspondraient aux hydrocarbures. Ce n'est là qu'une analogie, car les produits ne sont pas les mêmes, ni les "moteurs" de la transformation : dans la pédogénèse alcaline, il s'agit de la circulation d'eaux carbonatées-sodiques ; dans la diagénèse, de la température et de la pression.

V. LA DIFFERENCIATION GEOCHIMIQUE DU MILIEU LORS DE LA PEDOGENESE

ET SES CONSEQUENCES SUR LES PAYSAGES.

1. Le passage d'un équilibre à 2 phases à un équilibre à 3 phases.

L'équilibre lacustre s'établit, schématiquement, entre deux phases :

- une phase aqueuse : les eaux lacustres, bicarbonatées, relativement riches en sodium ; et les eaux intersticielles.
- une phase solide : les sédiments, argileux, humifères, riches en calcium en position échangeable et contenant dans la région des polders étudiés deux constituants particuliers : une calcite légèrement magnésienne datée de 4 à 500 ans B.P., et quelques sulfures.

La poldérisation se traduit par une nouvelle redistribution des cartes géochimiques du milieu, par une "chromatographie des ions" dans le paysage (TARDY, 1969). L'équilibre se joue désormais entre 3 phases :

- une phase gazeuse : l'atmosphère proprement dite et l'atmosphère du sol.
- une phase aqueuse : les eaux de la nappe phréatique et les solutions capillaires qui y sont liées ; temporairement les eaux météoriques.
- une phase solide : le sédiment se transformant en sol.

Les grandes lignes de ces nouvelles relations peuvent être précisées, notamment, par des valeurs d'isotopes stables mesurées dans ces trois phases (FONTES, CHEVERRY et al. 1974)(chapi. VIII, & V).

1) L'atmosphère créée dans le sol est sous la dépendance de la matière organique du sédiment et des carbonates du milieu : le $\delta^{13}\text{C} / ^{12}\text{C}$ est de - 23 ‰ pour la matière organique du sol et de - 23 ‰ à - 11 ‰ pour les gaz.

2) L'eau de la nappe phréatique est principalement sous l'influence des sels déjà présents dans le sol.

2. La différenciation géochimique du milieu et la signification géochimique des deux voies d'évolution des sols. (Tableaux LX, et LXI, et LXII).

Il est fréquemment apparu dans l'exposé que le même héritage sédimentaire pouvait être utilisé très différemment selon la voie empruntée par la pédogénèse. Le cas de la matière organique vient d'être développé. Deux autres

TABIEAU LX. SYNTHESE DES PROCESSUS CONCERNANT LES ELEMENTS MINERAUX.

Milieu lacustre
(lac Tchad)

Très jeunes polders
(0 à 12 mois)

Phase de maturité des polders (5 à 25 ans)

Vieux polders - Ouadis

VOIE " SALINE NEUTRE "

Eaux lacustres :
riches en HCO_3^- ,
pauvres en SO_4^{2-}
Sédiments lacustres :

- riches en calcium et pauvres en sodium échangeables.
- quelques sulfures.
- niveau de calcite.

suivants
Les processus ne jouent que sur la partie tout à fait superficielle du sol :

Précipitation de Na_2CO_3 et d'une calcite légèrement magnésienne.

Alcalisation

Début de réoxydation des sulfures sédimentaires.

Structuration du sol : Etablissement de fortes liaisons entre l'argile et la matière organique.

Gypsification. Désalcalisation.

Oxydation des composés du soufre. Formation successivement, de Na_2SO_4 , CaSO_4 , de jarosite.

Idem, avec en plus :
Apparition de caractères éluviaux au sommet du profil.

Tendance au lessivage des sels vers les horizons profonds et vers la nappe.

Dégradation des propriétés physiques du sol.

Formation et accumulation de Na_2CO_3

Alcalisation.

Précipitation d'une calcite légèrement magnésienne.

Réduction des sulfates et

accumulation de sulfures métalliques.

Alcalinisation

Caractères illuviaux.

Idem, avec :

Immobilisation de tout le calcium à l'état de calcite.

VOIE " ALCALINE "

TABLEAU LXI. SYNTHÈSE DES PROCESSUS CONCERNANT LA MATIÈRE ORGANIQUE ET LES ARGILES.

Milieu lacustre (lac Tchad)	Très jeunes polders (0 à 12 mois)	Phase de "maturité" des polders	Vieux polders (plus de 50 ans). Ouadis
		Minéralisation de la matière organique. Production et départ de CO_2 dans l'atmosphère. Humification. <u>Etablissement de fortes liaisons entre argile et matière organique.</u> Pas de transformation ni de néoformation d'argiles. Végétation clairsemée, plutôt herbacée, ou cultures.	Idem Végétation herbacée.
Dans le sédiment <u>superficiel</u> : - matière organique, proche de la lignine, localisée en organo-reliques. - Argiles : à dominance d'une montmorillonite aluminoferrifère ou ferrifère.* Végétation flottante. (îlots de <u>Cyperus papyrus</u> ...).	Début de <u>solubilisation</u> de la matière organique en surface du sol. Colonisation du sol par une végétation, de roseaux ou herbacée.	VOIE " SALINE NEUTRE "	
		Minéralisation de la matière organique Production et <u>accumulation de CO_2</u> <u>Solubilisation</u> de la matière organique au sommet du profil. Liaisons avec un peu de calcium. Végétation abondante, immobilisant de fortes quantités de potassium.	Production localement de <u>méthane</u> . Solubilisation dans tout le profil. <u>Néoformation d'argile magnésienne.</u> Disparition de la végétation.

* L'étude des minéraux argileux ferrifères est en cours (CARMOUZE, J.P.).

VOIE " ALCALINE "

exemples sont repris : celui du calcium et celui de la silice.

Au niveau du lac, le calcium est sous forme ionisée (dans les eaux lacustres), sous forme d'un sel (calcite) et surtout en position échangeable, sur le complexe adsorbant des sédiments. Dans la voie "saline neutre", la calcite est attaquée lors de la réoxydation des sulfures. Le calcium échangeable est déplacé lorsque les solutions se concentrent en sodium (alcalisation). Ces deux apports supplémentaires de Ca^{++} dans les solutions du sol sont à l'origine de la précipitation et de l'accumulation de gypse. Dans la voie "alcaline", la calcite sédimentaire n'est pas attaquée et la très forte alcalisation donne naissance à une nouvelle génération de calcite.

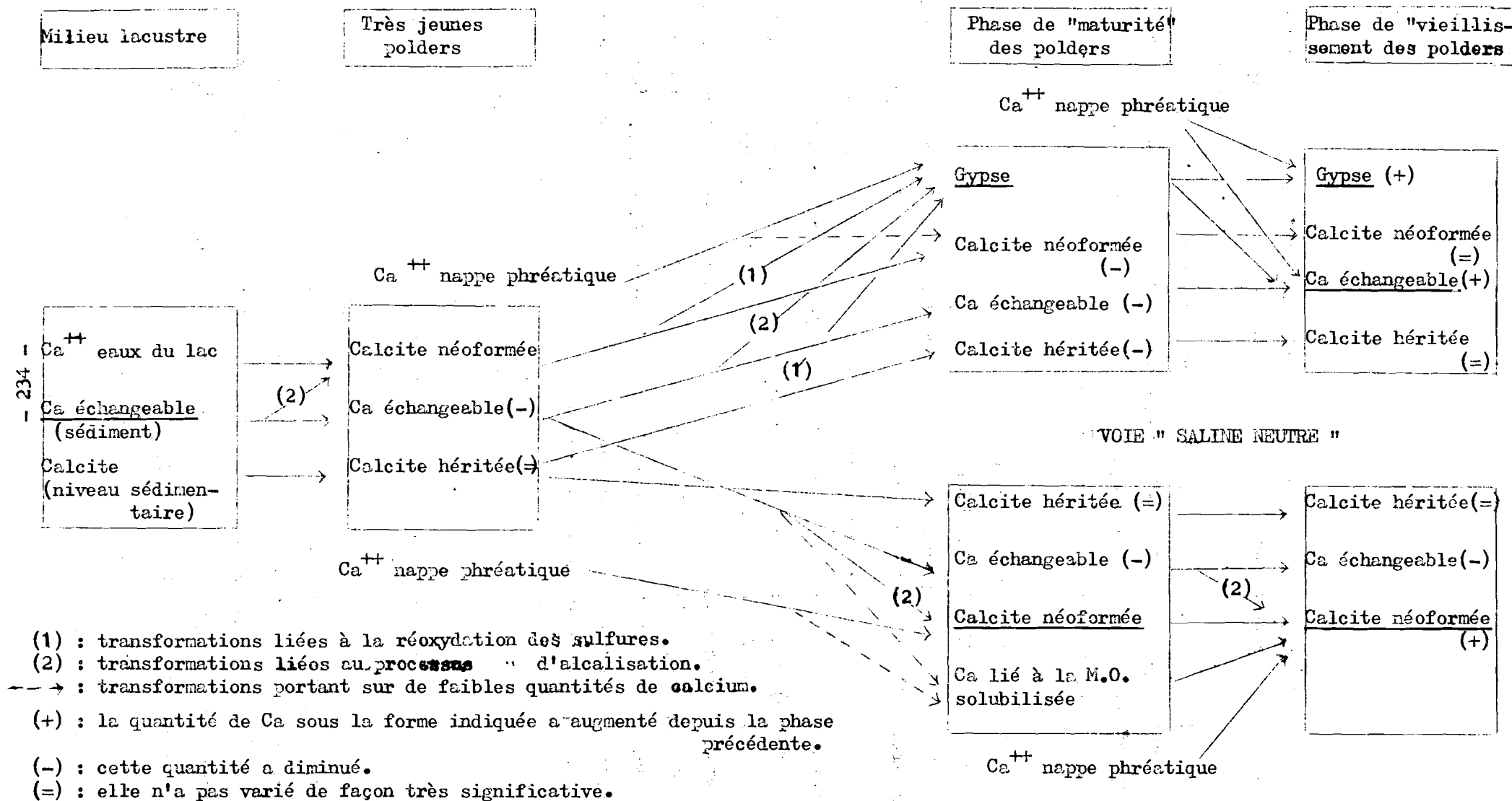
Au niveau du lac, la silice est principalement sous forme de combinaisons argileuses, et de tests de diatomées. Dans la voie "saline neutre", les tests de diatomées ne sont pas attaqués. Les montmorillonites n'évoluent pas. Seuls quelques phénomènes de floculation sont soupçonnés. Dans la voie "alcaline", l'itinéraire de la silice est plus complexe : dans un premier temps, de très nombreux phytolites apparaissent, liés à une végétation de roseaux ; dans un second temps, par suite de la très forte salure hyperalcaline qui règne en surface du sol, la végétation disparaît et les phytolites semblent eux-mêmes disparaître ; on observe des transformations d'argiles (argiles magnésiennes : ch. EK). Les silicates sodiques se forment et constitueraient une étape vers la formation de cherts (MAGLIONE, 1974).

Plus généralement, la pédogénèse accentue les différences entre un milieu oxydant (la voie "saline neutre") et un milieu réducteur (la voie "alcaline"), et on peut alors dégager la signification géochimique propre de chacune des deux voies, en insistant sur la dynamique de la matière minérale.

• La voie "saline neutre" est celle où les migrations latérales concernent surtout les composés oxydés du soufre. Ces migrations se produisent en profondeur, en phase aqueuse (sels dissous dans une nappe présentant un gradient latéral). Ces migrations sont la conséquence de l'organisation acquise par ces sols.

• La voie "alcaline" est celle où les migrations concernent surtout le carbonate de sodium. Ces migrations se produisent en surface, et par voie éolienne.

TABLEAU LXII. SYNTHESE QUALITATIVE DES DONNEES SUR LE DEVENIR DU CALCIUM DANS LES SOLS DE POLDERS.



Si l'on admet que l'évolution des sols sur la voie "alcaline" est la voie "normale" d'évolution par suite du contexte géochimique régional (faciès carbonaté-sodique) on peut alors dire que l'évolution des sols sur la voie "saline neutre" apparaît comme une "anomalie" liée notamment à une modalité d'action particulière et temporaire de la matière organique sédimentaire.

3. Le rôle original de la pédogénèse sur l'évolution des paysages.

A. La sensibilité des sols à la déflation éolienne.

La déflation éolienne ne joue qu'un rôle réduit sur les sols "salins neutres" par suite de leur structure fortement développée en surface, quoique de petite taille. Elle joue beaucoup plus fortement sur le mélange poudreux d'argile et de carbonate de sodium qui constitue fréquemment l'horizon superficiel des sols alcalins. Son action est moindre lorsqu'il y a des croutes ou des dalles de sels individualisées de l'argile.

B. L'apparition d'un certain artésianisme de la nappe phréatique.

La nappe phréatique des sels "salins neutres" évolue dans un milieu à forte perméabilité latérale, et son niveau réel est proche du niveau piézométrique. Dans les sols alcalins en revanche, l'alcalisation dégrade les structures, y compris celles héritées de la sédimentation. La nappe se met en charge sous l'ensemble des horizons imperméabilisés par la pédogénèse et des niveaux sédimentaires sous-jacents, imperméables eux-mêmes (l'argile limoneuse : Fig. 24). Combiné à ^{l'érosion} ~~la déflation~~ éolienne, ce mécanisme provoque l'apparition d'un certain artésianisme.

Ainsi, en différenciant le milieu du point de vue géochimique (§ 2), topographique (déflation éolienne) et hydrologique (artésianisme), la pédogénèse joue un rôle original sur la diversification des paysages des parties basses du modelé danubien régional.

4. Le rôle de la pédogénèse sur la régulation saline actuelle du lac Tchad.

Ce mécanisme de régulation saline du lac Tchad, évoqué au début de cette étude (chapitre I, § IV), a fait l'objet récemment de deux mises au point, l'une par ROCHE (1973) et l'autre par MAGLIONE (1974). On n'insistera ici que sur les points auxquels l'étude présente apporte une contribution.

a) L'immobilisation biologique au niveau du lac Tchad. Cette immobilisation a été mise en évidence de façon spectaculaire par LEVEQUE (1972), qui a pu chiffrer les très importantes quantités de calcium immobilisées à l'état d'aragonite dans les coquilles de mollusques. L'étude présente a mis en évidence le mécanisme d'enrichissement des vases superficielles en matière organique d'origine végétale. C'est là une autre forme d'immobilisation, qui porte sur le potassium, les alcalino-terreux, le silice et le soufre, le phosphore, le carbone, mais qui semble assez peu concerner le sodium.

b) L'immobilisation chimique et biologique des sels dissous dans les eaux d'infiltration au niveau des polders et des ouadis.

La fraction des eaux lacustres qui s'infiltrent vers le Nord-Est a été chiffrée par ROCHE (1973) entre 4,2 et 7,2 % et par CARMOUZE (1972) à 7,3 % des apports liquides au lac Tchad.

L'évaporation sous les dunes étant presque nulle, on peut penser que les sels dissous de ces eaux sont en partie fixés dans les interdunes, au niveau des lentilles argileuses décrites ici. On doit remarquer qu'on a là deux types de bassins évaporatoires très différents :

- dans de nombreuses dépressions, on observe des lacs résiduels, ou des nappes très proches de la surface du sol (moins de 20 cm). L'évaporation porte alors sur des nappes d'eau libre, ou sur des surfaces de sols humides. MAGLIONE (1974) a étudié en détail cette évaporation et a proposé une relation reliant ETR à ETP, en tenant compte de l'abaissement de la tension de vapeur par suite de la minéralisation croissante des eaux et de la diminution de l'activité de l'eau. Ces dépressions fonctionnent comme des marais salants, et les paragenèses dominantes ont été qualifiées par MAGLIONE (1974) de paragenèses salines "syndimentaires".

Dans l'étude présente, seule la phase de retrait de la lame d'eau de submersion, et de dépôt de ses sels (chapitre III) correspond à ce type d'évaporation et de paragenèses.

- dans d'autres dépressions, la nappe est plus profonde et l'évaporation réelle du sol nu est liée au débit des remontées capillaires. Or l'étude présente a mis en évidence le rôle décisif de l'organisation du sol sur l'intensité de l'évaporation :

• les sols de polders différenciés par la voie "saline neutre" sont fréquemment "mulchés" de par leur type de structuration.

. les sols très avancés sur la voie "alcaline" et notamment un certain nombre de sols d'ouadis sont eux-mêmes mulchés (profil GANATIR, chap. VII ; photographie n° 6 de la planche V). Le mélange ^{de/}carbonate de sodium ^{d/}et argile (ou limon) correspond en effet à un matériau poudreux, à structure très dégradée. Les pores capillaires sont très fins et le débit des remontées est alors insuffisant pour compenser l'évaporation. Il se forme là encore un "mulch", qui réduit considérablement l'évaporation.

. d'autres sols de la voie "alcaline", et notamment ceux d'autres ouadis (profils n° 8 et 9 : chapitre VII), fonctionnent en revanche comme des mèches évaporantes alors même que la nappe est à plus de 3 m de profondeur. L'argile retrouve alors son comportement "théorique" et permet des remontées capillaires sur de grandes hauteurs. Ce cas est observé en particulier lorsque la nappe est apparemment profonde, mais en fait en charge, et lorsqu'il y a en surface du sol une dalle ou des efflorescences salines bien individualisées vis à vis de l'argile.

En résumé, la fixation des sels dans les sols de polders ou d'ouadis à nappe non affleurante joue un rôle certain sur le mécanisme de régulation saline du lac Tchad. Mais :

- ce rôle est probablement moindre que celui joué par les dépressions encore occupées par des eaux libres ou des nappes ^{sub/}affleurantes (playas salines)
- il ne peut être chiffré de façon satisfaisante dans l'état de nos connaissances cartographiques au sujet des 2000 km² occupés par des dépressions (MAGLIONE, 1974) entre le lac et la gouttière hydrogéologique du Kanem.

5. Le rôle de la pédogénèse sur la limitation sélective de l'accumulation saline au fond de la cuvette tchadienne.

SERVANT (1973) a signalé, dans son étude de l'évolution du bassin du Tchad au Cénozoïque supérieur, que les sédiments étaient, en règle générale, pauvres en sels. "Les évaporites n'existent que dans les sédiments subactuels ou, accidentellement, dans les séquences des derniers millénaires. Leur absence dans les termes plus anciens est d'autant plus surprenante qu'elles ont trouvé des conditions favorables à leur dépôt... Les évaporites du sommet des séquences sédimentaires ont pu être érodées par le vent, pendant les épisodes de désertification. Les témoins qui subsistaient devaient être aisément remis en solution pendant les époques plus humides et les sels, finalement entraînés en profondeur, ont dû s'accumuler dans les nappes souterraines." (SERVANT, 1973, page 24).

Les faits pédologiques décrits ici permettent de reprendre cette hypothèse et de la préciser :

Le lac Tchad est alimenté par des eaux riches en bicarbonates, pauvres en sulfates et en chlorures. Les chlorures peu représentés en amont (GAC et al., 1973) semblent éliminés en partie avant d'arriver au lac. Un mécanisme peut être envisagé (SIEFFERMANN, commun. orale): ce serait celui d'une "acidité d'échange" dans les plaines en amont du lac, recouvertes temporairement par les défluent des fleuves. Les cations des eaux satureraient le complexe adsorbant des argiles, déplaceraient l'ion H^+ . Or HCl ainsi formé est volatile et pourrait donc être éliminé lors des périodes d'exondation. Au niveau du lac, les composés du soufre sont utilisés pour le développement des végétaux.

Sur les bordures du lac, ce soufre se minéralise. Il migre préférentiellement en profondeur, au niveau des nappes. Les bicarbonates des eaux lacustres s'accumulent à l'état de carbonates. Dans la voie d'évolution alcaline, le carbonate de sodium est en partie évacué hors des dépressions dunaires et redistribué dans le paysage, par ^{l'émission} ~~la déflation~~ éolienne. Il pourrait même être évacué hors du bassin tchadien. Dans la littérature, l'apport des chlorures par des aérosols marins est fréquemment évoqué, mais l'évacuation des carbonates à partir des milieux continentaux est également un fait connu (NEMERYUK, 1965). L'étude d'ouadis comme LATIR ou de vieux polders comme GANATIR (chapitre VII) nous incite à accorder une grande importance à ce phénomène.

Cette hypothèse s'appuie sur la compréhension des phénomènes actuels d'accumulation saline, mais elle trouve d'autres appuis dans les observations de SERVANT (1973). A la lecture de ses descriptions on note en effet que :

- des niveaux contenant des composés du soufre existent dans les séries sédimentaires récentes (argiles vertes ou masses gypseuses, niveaux pyriteux des coupes de BILMA, gypse de la coupe de TJERI).

- en outre , les sels carbonatés décrits au sommet des coupes sont presque toujours en milieu sableux et non argileux. Tout ~~de~~ ^{se} passe comme si l'association argile gonflante - carbonate de sodium ne résistait pas à l'action du temps en raison de sa susceptibilité à être entraînée par le vent.

L'exception concernerait les sels formant des dalles.

Il s'agirait donc d'un phénomène sélectif de limitation de l'accumulation saline au fond de la cuvette tchadienne : la part des composés du soufre dans les sels accumulés au fond de la cuvette, quoique restant modeste en valeur absolue, augmenterait progressivement.

CONCLUSIONS GENERALES.

CONCLUSIONS GENERALES.

1. Le système du lac Tchad. L'enrichissement des sédiments récents en matière organique.

Le lac Tchad est alimenté par les fleuves Logone et Chari, qui descendent d'un amont granitique ou gneissique situé au Sud (République Centre Africaine). Les substances dissoutes dans ces eaux sont à dominance des ions HCO_3^- , Ca^{++} , Na^+ , Mg^{++} et de silice H_4SiO_4^0 . Elles se concentrent au niveau du lac, car celui-ci est une dépression fermée.

Dans la partie du lac étudiée (l' "archipel"), les observations microscopiques et les données analytiques révèlent l'enrichissement des sédiments récents en une matière organique très finement fragmentée, principalement d'origine végétale, proche d'une lignine. Cet enrichissement n'apparaît possible que parce que les eaux du lac ne dépassent pas un certain niveau de minéralisation (mécanisme de la régulation saline du lac Tchad). Par l'immobilisation d'éléments (K, Ca, Mg, Si, C, S) qu'elle représente, cette incorporation de matière organique au sédiment participe d'ailleurs à cette régulation saline.

2. Le système des polders. Les premières interactions entre constituants.

Dans cette région de l'archipel, certains bras du lac, qui occupent les parties basses d'un modelé dunaire, ont été isolés par des barrages et transformés en polders.

Dans une première phase, les eaux lacustres emprisonnées s'évaporent et déposent leurs sels. Les paragenèses salines observées sont une calcite magnésienne, de la gaylussite, du trona. De la silice et du magnésium entrent dans les réseaux argileux. Au cours de leur concentration, les eaux lacustres deviennent carbonatées-sodiques et solubilisent partiellement la matière organique du sédiment. Ces mêmes eaux réagissent avec les argiles, en les alcalisant (fixation de sodium sur le complexe adsorbant).

Dans une deuxième phase, après l'exondation, le dessèchement provoque la structuration des vases et l'établissement de liaisons entre l'argile et la matière organique. D'entrée de jeu, la pédogénèse consiste donc en un enchaînement dans le temps de processus dont certains peuvent avoir des effets antagonistes. Ainsi par exemple, l'alcalisation a tendance à provoquer une hydrophilie, une augmentation du gonflement du matériau argileux, une dégradation des premières structures acquises. L'établissement de liaisons entre argile et matière organique est en revanche synonyme d'hydrophobie, de réduction du gonflement, de stabilisation des structures. On constate que la manifestation et l'intensité de ces premières transformations du sédiment varient de façon ordonnée le long de toposéquences recoupant transversalement les polders.

3. Le relais par des remontées capillaires d'eaux phréatiques.

Dans les mois suivants, deux nouveaux facteurs interviennent. Il s'agit d'une nappe phréatique, dont les eaux sont à leur arrivée au niveau du polder peu minéralisées, mais proportionnellement plus riches en sulfates que les eaux lacustres. Il s'agit également d'une végétation qui colonise le sol. Les interactions se multiplient. Leur résultante correspond à deux grandes voies de pédogénèse, puis d'évolution des sols : la voie "saline neutre", et la voie "alcaline".

4. La voie " saline neutre ".

La transformation-clé de cette voie est l'acquisition par le sol d'une structure fortement développée et stable due notamment au renforcement des liens entre argile et matière organique. Cette agrégation rend le milieu aéré et oxydant. Les composés du soufre précipitent dans le sol à l'état de thénardite (Na_2SO_4), de gypse ($\text{CaSO}_4, 2 \text{H}_2\text{O}$), de jarosite (sulfate double de fer et de potassium). La voie saline peut donc se définir par :

- le développement d'une structure.

- des sulfatations.

La structuration du sol réduit en saison sèche l'intensité de l'évaporation et de l'accumulation saline. Elle favorise en saison des pluies le lessivage des sels. Elle permet au niveau de la nappe une circulation latérale et une redistribution des sels dans le paysage.

5. La voie " alcaline ".

C'est un autre équilibre évolutif, qui peut se définir par :

- la dégradation d'une structure.
- la sulfato-réduction.

Le milieu est anaérobie, réducteur. Les composés du soufre sont immobilisés à l'état de sulfures métalliques et ce sont les carbonates alcalins qui s'accumulent en surface du sol. La solubilisation de la matière organique du sédiment s'accroît et les effets de sa liaison avec la montmorillonite jouent moins. La surface du sol s'imperméabilise et les eaux météoriques lessivent moins les sels. La dégradation de la structure en profondeur empêche la migration latérale des sels. Ceux-ci sont piégés. Mais ils peuvent toutefois être repris en surface du sol par la déflation éolienne qui joue à plein sur ce matériau dispersé et poudreux.

6. Les systèmes biogéodynamiques.

La partie "amont" des toposéquences évolue plutôt par la voie "saline neutre", et le sol présente quelques caractères éluviaux. La partie "aval" évolue plutôt par la voie alcaline, et le sol présente des caractères illuviaux. Par l'intermédiaire de la nappe, il s'établit entre les deux domaines une dynamique latérale de la matière, et l'on constate que ces systèmes, une fois amorcés, s'autodéveloppent : ce sont des systèmes biogéodynamiques. On assiste ainsi, soit à une invasion remontante de l'alcalinisation si aucun drainage n'est possible, soit à l'inverse à un envahissement de l'amont vers l'aval des sols de la voie "saline neutre", avec résorption des noyaux alcalins, lorsque le milieu aval n'est pas totalement colmaté.

7. Conclusions d'ordre pédologique.

Du point de vue méthodologique et analytique, cette étude met en évidence l'intérêt de caractériser ces sols salés continentaux par les anions de la phase aqueuse, ou opposant les composés du carbone à ceux du soufre.

Cette caractérisation pourrait être tentée à partir des gaz de l'atmosphère du sol, en opposant les milieux selon leur teneur en CO_2 , selon la présence ou non de H_2S , de CH_4 . L'utilisation de nouvelles techniques,

comme les mesures directes par détecteurs, le calcul des pressions de CO_2 par le biais de la distribution des ions simples et des paires d'ions dans les eaux, ou l'étude de certains isotopes stables de ces gaz, représente une tentative de caractérisation dans ce sens.

Concernant la vitesse des évolutions pédologiques, on note que la transformation des sédiments en sols est rapide : vingt ans pour des profils de deux mètres d'épaisseur environ. Elle se produit à partir de milieux assez homogènes dans l'espace, que ce soit du point de vue de l'héritage sédimentaire ou de la topographie : il y a moins de 1 m de dénivelée entre les extrémités des toposéquences considérées. Mais ces faibles différences initiales suffisent à amorcer des différenciations complexes, aussi bien à la verticale des profils qu'à l'échelle latérale de systèmes biogéodynamiques.

Un mode de genèse des sols à accumulation superficielle de carbonate de sodium a été proposé. Il fait appel aux fortes pressions partielles de CO_2 , qui permettent au calcium de ne pas être totalement éliminé de la phase aqueuse lors des phénomènes de remontées capillaires, et d'éviter ainsi une dégradation trop forte de la structure en profondeur.

Plus généralement, on a pu tendre dans le cadre particulier et favorable de ces polders vers un objectif, qui est recherché par de nombreux pédologues : relier les caractères et les propriétés des sols à leur histoire et à leur distribution dans l'espace.

8. Conclusions d'ordre géochimique.

L'analyse pédologique a permis de suivre de façon assez détaillée l'itinéraire de plusieurs éléments majeurs lors des premières phases de l'accumulation saline dans ce milieu humifère et continental.

Les principaux résultats sont les suivants :

- l'intégration de silice et de magnésium dans des réseaux argileux a été mise en évidence.
- la fixation de sodium sur le complexe adsorbant des argiles, et le devenir très diversifié du calcium ainsi déplacé (gypse, calcite, complexes organo-calciques) se sont révélés des aspects importants de la différenciation géochimique du milieu.

- selon que le sol permet ou non le développement d'une végétation dense de roseaux, la proportion relative du potassium en phase aqueuse est très variable.

- les cycles du carbone (par le biais du devenir du gaz CO_2) et du soufre (par le biais des phénomènes d'oxydo-réduction) sont très dépendants de la structure du sol et des carbonates minéraux précédemment accumulés.

Le piégeage de certains éléments à la suite d'une dynamique en phase aqueuse n'apparaît pas définitif dans ce milieu. Le vent arrache de la matière à certains de ces sols et assure une limitation de l'accumulation saline. Cette limitation est sélective, puisqu'elle concerne les carbonates plutôt que les sulfates, qui eux migrent en profondeur, et en phase aqueuse.

*

* *

En résumé :

a) Lors de la transformation de sédiments récents en sols, l'organisation acquise par ces sols joue un rôle déterminant sur :

- l'intensité des phénomènes évaporatoires à partir d'une nappe peu profonde.
- la nature des produits qui s'accumulent dans les sols.
- la redistribution ultérieure de ces produits dans le paysage régional.

b) Deux organisations pédologiques différentes apparaissent. Elles sont fonction notamment de modes d'intervention différents d'une matière organique sédimentaire.

c) Un constituant aussi sensible à l'action du temps que cette matière organique, une phase aussi brève, et aussi limitée dans l'espace, que la pédogénèse décrite ici, pourraient donc jouer un rôle original et avoir éventuellement une signification géologique aux échelles plus vastes du fond du bassin tchadien, et de la période de l'holocène, lorsque des phases de régression du lac Tchad isolaient de multiples petits bassins évaporatoires.

BIBLIOGRAPHIE

- ABD-EL-MALEK (Y.), RIZK (S.J.), 1963. Bacterial sulphate reduction and the development of alkalinity. *J. appl. Bacterio.*, T.26, pp 7-26.
- ADAMS (J.E.), HANKS (R.J.), 1964. Evaporation from soil shrinkage cracks. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 28, pp. 281-284.
- ANNE (P.), 1945. Dosage rapide du carbone organique des sols. *Ann. agron.* 15, n°2, pp. 161-172.
- ANTIPOV-KARATAEV (I.M.), 1953. The genesis and geographic distribution of solonchets in the USSR (in Russ.), in "Improvement of solonchets soils in the USSR". USSR Academy of Sciences. Moscow.
- ANTIPOV-KARATAEV (I.N.), KADER (G.M.), 1965. Sodic solonchets soils. Their genesis and the methods used for their reclamation in the USSR. *Agrokém. és Talajtan.*, 14, supplementum, pp. 111-114.
- ARCA (M.N.), WEED (S.B.), 1966. Soil aggregation and porosity in relation to contents of free iron oxide and clay. *Soil Sci.*, 101, pp. 164-170.
- AUBERT (G.), 1965. Classification des sols. Tableaux des classes, sous-classes et sous-groupes de sols utilisés par la section de Pédologie de l'O.R.S.T.O.M. (1965). *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Pédol.*, III, 4, pp. 89-90.
- AUBREVILLE (A.), 1950. Flore forestière soudano-guinéenne. AOF- Cameroun- AEF. Soc. Ed. Géogr. Mar. et Col., Paris, 523 p.
- BABCOCK (K.L.), MARION (G.M.), 1972. Effect of ion-pair formation on the solubility product. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 36, pp. 689-691.
- BACHELIER (G.), 1968. Problèmes relatifs à l'atmosphère du sol et utilisation possible d'un détecteur de gaz pour la mesure de sa teneur en gaz carbonique. *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Pédol.*, VI, 1, pp. 95-104.
- BALTZER (F.), LE RIBAUT (L.), 1971. Néogénèse de quartz dans les bassins sédimentaires d'un delta tropical. Aspect des grains en microscopie électronique et optique. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t.273, sér. D, pp. 1083-1086.
- BARBEAU (J.), 1959. Quaternaire des abords orientaux du lac Tchad. *C.R. somm. Soc. Géol. FR.*, p. 110.
- BARSHAD (I.), 1952. Factors affecting the interlayer expansion of vermiculite and montmorillonite with organic substances. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 16, pp. 176-182.
- BAZILEVICH (N.I.), 1965. Geochemistry of soils with soda salinity. "Nauka" Moskva. Translated by Israel Program for Scient. Transl., Jérusalem, 1970, 391 p.
- BAZILEVICH (N.I.), PANKOVA (Ye.I.), 1968. Tentative classification of soils by salinity. *Soviet Soil Sci.*, 11, pp. 1477-1488.
- BERNER (R.A.), 1968. Calcium carbonate concretions formed by the decomposition of organic matter. *Science*, 159, pp. 195-197.
- BERNER (R.A.), 1971. Principles of chemical sedimentology. Mc Graw-Hill Book New-York, 240 p.

- BILLON (B.), 1965. La prévision des crues du lac Tchad. Centre O.R.S.T.O.M. de Fort-Lamy, 41 p. multigr.
- BOCQUIER (G.), 1973. Genèse et évolution de deux toposéquences de sols tropicaux du Tchad. Interprétation biogéodynamique. Mém. O.R.S.T.O.M. n° 62. Paris, 350 p.
- BOUCHARDEAU (A.), LEFEVRE (R.), 1957. Monographie du lac Tchad. Con. inter. afric. d'Etudes hydraul., Paris, 114 p. multigr.
- BOULAIN (J.), 1971. Cours de Pédologie Générale. I.N.A. Paris-Grignon. 277 p. multigr.
- BOWER (C.A.), GOERTZEN (R.), 1958. Replacement of adsorbed sodium in soils by hydrolysis of calcium carbonate. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 36, 1, pp. 174-175.
- BRADLEY (W.F.), 1945. Molecular associations between montmorillonite and some polyfunctional organic liquids. J. Amer. chem. Soc., 67, 6, pp. 975-981.
- BREWER (R.), 1964. Fabric and mineral analysis of soils. Ed. by J. Wiley and sons, New-York, London, Sydney, 470 p.
- BRIDGE (B.J.), TUNNY (J.), 1973. The effect of gypsum treatment on the swelling of natural clods of a clay soil. Soil Sci., 115, 6, pp. 414-419.
- BROWN (J.B.), 1971. Jarosite-goethite stabilities at 25°C., 1 ATM. Miner. Deposita, 6, pp. 245-252.
- BUCKLEY (J.D.), WILLIS (E.H.), 1970. "Isotopes" radiocarbon measurements. VIII. Radiocarbon, 12, 1, pp. 87-129.
- BURNHAM (C.P.), 1970. The micromorphology of argillaceous sediments, particularly calcareous clays and siltstones. in: Micromorphological Techniques and Applications. 1970. Ed. by D.A. OSMOND et P. BULLOCK. Soil Survey of England and Wales. Techn. Monogr. n°2, Harpenden, pp. 83-96.
- CALVET (R.), 1963. Mise au point bibliographique: les complexes organiques des argiles. Ann. agron., 14, 1, pp. 31-117.
- CARMOUZE (J.P.), 1968. Ions majeurs, phosphates et silicates dans les eaux du lac Tchad en Avril 1968. Centre O.R.S.T.O.M. de Fort-Lamy, 18 p. multigr.
- CARMOUZE (J.P.), 1970. Salures globales et spécifiques des eaux du lac Tchad. Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Géol., II; 1, pp. 61-65.
- CARMOUZE (J.P.), 1971. Circulation générale des eaux dans le lac Tchad. Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Hydrob., V, 3/4, pp. 191-212.
- CARMOUZE (J.P.), CARRE (P.), CHEVERRY (C.), DUPONT (B.), GAC (J.Y.), LEMOALLE (J.), MAGLIONE (G.), ROCHE (H.A.), SERVANT (H.), SERVANT (S.), 1972. Altération, érosion, transport et sédimentation dans un bassin continental endoréique: la cuvette du Tchad; rapport préliminaire. Conf. on African Géology, 1, 1970, Ibadan, pp. 363-370.
- CARMOUZE (J.P.) et al., 1972. Grandes zones écologiques du lac Tchad. Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Hydrobiol., VI, 2, pp. 108-169.
- CARMOUZE (J.P.), 1972. Originalité de la régulation saline du lac Tchad. C.R. Acad. Sci Paris, t. 275, sér. D, pp. 1871-1874.

- CHANG (C.W.), ANDERSON (J.V.), 1968. Flocculation of clays and soils by organic compounds. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 32, 1, pp.23-27.
- CHANTRET (F.), 1969. L'analyse thermique différentielle associée à l'analyse en continu de l'anhydride sulfureux et de l'oxyde de carbone. Applications qualitatives et quantitatives à l'étude des roches sédimentaires. Bull. Soc. Fr. Miner. Cristallogr., 92, pp. 462-467.
- CHAVE (K.E.), SUESS (E.), 1970. Calcium carbonate saturation in sea-water: effects of dissolved organic matter. Limn. and Océan., 15, 4, pp. 633-637.
- CHEVERRY (C.), 1965. Essai de caractérisation des sols des polders de Bol. Centre O.R.S.T.O.M. de Fort-Lamy, 120 p. multigr.
- CHEVERRY (C.), 1966. Etude préliminaire des processus d'hydromorphie et d'halomorphie dans les sols de polders de la région de Bol. Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Pédol., IV, 2, pp. 63-96.
- CHEVERRY (C.), 1967. Note sur la fertilité des sols des polders de Bol après dix années de mise en culture. Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Pédol. V, 2, pp. 117-135.
- CHEVERRY (C.), 1968. Rôle original de la pédogénèse sur la nature et le mode de l'accumulation saline dans certains milieux confinés en région subaride. Sci. du Sol, 2, pp. 33-53.
- CHEVERRY (C.), 1968. Commentaires sur la pédogénèse actuelle des sols jeunes des polders de Bol du point de vue de l'halomorphie. Centre O.R.S.T.O.M. de Fort-Lamy, 12p. multigr.
- CHEVERRY (C.), 1969. Salinisation et alcalinisation des sols des polders de Bol. Conséquences sur la fertilité et l'aptitude à l'irrigation de ces sols. Centre O.R.S.T.O.M. de Fort-Lamy, 110 p, multigr.
- CHEVERRY (C.), 1969. La genèse de sols salés à alcalis dans les polders des rives nord-est du lac Tchad. Agrokén. ès Taljtán, tom. 18, suppl. pp. 238-242.
- CHEVERRY (C.), 1969. Les premières étapes de la poldérisation sur les bordures nord-est du lac Tchad. Centre O.R.S.T.O.M. de Fort-Lamy, 38 p. multigr.
- CHEVERRY (C.), SAYOL (R.), 1971. Etude des sols des deux polders de Bol-Guini et Bol-Bérin dans leurs relations avec la nappe phréatique sous-jacente. Centre O.R.S.T.O.M. de Fort-Lamy, 106p, multigr.
- CHEVERRY (C.), 1972. Exemple d'application des travaux de l' "US. Salinity Laboratory" (1963-1968) sur l'alcalinisation de sols soumis à l'action d'eaux bicarbonatées. Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Pédol., X, 2, pp. 193-203.
- CHEVERRY (C.), FROMAGET (M.), BOCQUIER (G.), 1972. Quelques aspects micro-morphologiques de la pédogénèse des sols de polders conquis sur le lac Tchad. Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Pédol., X, 4, pp. 373-387.
- CHOURET (A.), DURAND (J.R.), 1972. Note sur la crue exceptionnellement faible du Chari à Fort-Lamy en 1972 et ses incidences sur le niveau du lac Tchad. Centre O.R.S.T.O.M. de Fort-Lamy, 8 p. multigr.
- C.P.C.S., 1967. Classification des sols. Edition 1967. Travaux de la Commission de Pédologie et de Cartographie des Sols. 92p. multigr.

- CRAIG (H.), 1954. The géochemistry of the stable carbon isotopes. *Géochim. Cosmochim. Acta*, 3, pp. 115-149.
- DABIN (B.), 1970. Méthode d'étude de la fixation du phosphore sur les sols tropicaux. *Coton et Fibres tropicales*, XXV, 3, pp. 1-44.
- DABIN (B.), 1971. Etude d'une méthode d'extraction de la matière humique du sol. *Sci. du Sol*, 1, pp. 47-64.
- DE BANO (L.F.), MANN (L.D.), HAMILTON (D.A.), 1970. Translocation of hydrophobic substances into soil by burning organic litter. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 34, pp. 130-133.
- DEGENS (E.T.), 1967. Diagenesis of organic matter. In "Diagenesis in sediments." Ed. by G. LARSEN et G.V. CHILINGAR, Elsevier, Amsterdam, pp. 343-390.
- DIELETTIAN (P.J.), DE RIDDER (N.A.), 1963. Studies of salt and water movement in the Bol-Guini Polder, Chad Republic. *J. Hydrol.*, 1, 4, pp. 311-343.
- DOMMERGUES (Y.), JACQ (V.), BECK (G.), 1969. Influence de l'engorgement sur la sulfato-réduction rhizosphérique dans un sol salin. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 268, sér. D, pp. 605-608.
- DREVER (J.I.), 1971. Early diagenesis of clay minerals. Rio Amera Basin, Mexico. *J. Sediment. Petrol.*, 41, 4, pp. 982-994.
- DUCHAUFOR (P.), JACQUIN (Y.), 1966. Recherche d'une méthode d'extraction et de fractionnement des composés humiques contrôlés par électrophorèse. *Ann. agron.*, 14, 6, pp. 885-918.
- DUPONT (B.), 1970. Distribution et nature des fonds du lac Tchad (nouvelles données). *Cah. ORSTOM, sér. Géol.*, II, 1, pp. 9-42.
- DUPONT (B.), LEMOALLE (J.), 1971. Les oolites et pseudo-oolites ferrugineuses du lac Tchad. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, 4, p. 309.
- DUPONT (B.), FRAQUET (P.), 1972. Etude bathymétrique et sédimentologique d'un bras du lac Tchad (Yakoua-Madi). *Centre O.R.S.T.O.M. de Fort-Lamy*, 49p., multigr.
- DUPONT (B.), 1967. Etude des formations sédimentaires du Kanem. *Centre O.R.S.T.O.M. de Fort-Lamy*, 150 p. multigr.
- DUPUIS (T.), JAMBU (P.), DUPUIS (J.), 1970. Etude par analyse thermique différentielle des substances organiques extraites de sols hydromorphes calciques. *Ann. agron.*, 21, 1, pp. 75-94.
- DUPUIS (T.), CHEVERRY (C.), 1973. Etude de l'"humino" de vases lacustres et de sols des polders de bordure du lac Tchad. *Cah. O.R.S.T.O.M. sér. Pédol.*, XI, 2 (sous presse).
- DURAND (R.), DUTIL (P.), 1971. Evolution des sols en milieu calci-magnésique argileux. *Sci. du Sol*, 1, pp. 65-78.
- EGOROV (V.V.), 1961. Soda salinity of the soils of Southern Sinkiang. *Soviet Soil Sci.*, 5, pp. 1-12.
- EHRENBERG (C.G.), 1854. *Nitrogéologie*. Ed. Léopold Voss, Leipzig.
- EL SWAIFY (S.A.), GAZDAR (M.N.), 1969. Evaluating the use of Na^+ , Ca^{++} , and divalent cation electrodes in some soil extracting solutions. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 33, 5, pp. 665-667.

- ENFIELD (C.G.), EVANS (D.D.), 1969. Conductivity instrumentation for in situ measurement of soil salinity. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 33, 5, pp. 787-789.
- ENOCH (H.), DASBERG (S.), 1971. The occurrence of high CO₂ concentrations in soil air. *Géoderma*, 6, 1, pp. 17-21.
- ENTE (P.J.), 1964. Initial décalcification due to oxidation of sulphides in young marine soils in the Netherlands. *Congr. Inter. Sc. Sol* 8, 1964, Bucarest, vol II, pp. 779-783.
- ERLART (H.), 1973. Itinéraires géochimiques et cycle géologique du silicium. Ed. DOIN, Paris, 217 p.
- FANNING (C.D.), CARTER (D.L.), 1963. The effectiveness of a cotton bur mulch and a ridge furrow system in reclaiming saline soils by rainfall. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 27, 6, pp. 703-706.
- FAURE (H.), 1966. Reconnaissance géologique des formations sédimentaires post-paléozoïques du Niger Oriental. *Mém. Bur. Recher. géol. min.*, 47, 630 p.
- FINK (D.H.), THOMAS (G.W.), 1964. X-ray studies of crystalline swelling in montmorillonite. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 28, pp. 747-750.
- FINK (D.H.), NAKAYAMA (F.S.), Mc NEAL (B.L.), 1971. Demixing of exchangeable cations in free swelling bentonite clay. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 35, 4, pp. 552-555.
- FINK (D.H.), NAKAYAMA (F.S.), 1972. Equation for describing the free-swelling of montmorillonite in water. *Soil Sci.*, 114, 5, pp. 355-358.
- FLACH (K.W.), NETTLETON (W.D.), GILE (L.H.), CADDY (J.G.), 1969. Pedocementation, induration by silica, carbonates, and sesquioxides in the Quaternary. *Soil Sci.*, 107, 6, pp. 442-453.
- FONTES (J.C.), MAGLIONE (G.), ROCHE (M.A.), 1969. Données isotopiques préliminaires sur les rapports du lac Tchad avec les nappes de la bordure nord-est. *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Hydrol.*, VI, 1, pp. 17-34.
- FONTES (J.C.), MAGLIONE (G.), ROCHE (M.A.), 1969. Elements d'hydrologie isotopique dans le bassin du lac Tchad. *Col. Util. Ener. atom. fins pacifiques en Afrique (Kinshasa)*. I.A.E.A. Vienne, pp. 209-219.
- FONTES (J.C.), GONFIANTINI (R.), ROCHE (M.A.), 1969. Deutérium et oxygène 18 dans les eaux du lac Tchad. *Col. Util. Ener. atom. fins pacifiques en Afrique (Kinshasa)*. I.A.E.A. Vienne, pp. 367-404.
- FONTES (J.C.), SAYOL (R.), FILLY (M.), CHEVERRY (C.), 1974. Stable isotopes contents of plants, soils, soil-gases, dissolved carbon and solid carbonates of Chad polders. (à paraître dans *Soil Science*, sous réserves).
- FRANKART (R.), 1969. Les sols halomorphes de la Basse-Ruzizi (Burundi). Aspects de la pédogénèse. Thèse Doctor. *Sci. Agron. Univer. Cath. Louvain, Fac. Sci. Agron.*, 139 p.
- GAC (J.Y.), PINTA (M.), 1973. Bilan de l'érosion et de l'altération en climat tropical humide. Estimation de la vitesse d'approfondissement des profils. Etude du bassin versant de l'Ouham (R.C.A.). *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Géol.*, V, 1, pp. 83-96.
- GALIMOV (E.M.), 1966. Carbon isotopes of soil CO₂. *Géokhimiya*, 9, pp. 1110-1118.

- GARDNER (W.R.), 1958. Some steady-state solutions in the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table. *Soil Sci.*, 85, pp. 228-232.
- GARDNER (W.R.), HILLEL (D.), BENYAMINI (Y.), 1970. Post-irrigation movement of soil water. 1. Redistribution. *Water Resour.*, 6, pp. 351. 2. Simultaneous redistribution and evaporation. *Water Resour. Res.*, 6, pp. 1148.
- GAUCHER (A.), 1970. Note sur les sols à carbonates sodiques. S.C.E.T. -Coop Paris, 31 p. multigr.
- GEDROIZ (K.K.), 1912. Colloidal chemistry as applied to questions of soil science. (In russ). *Zh. Op. Agr.* 13, pp. 363-412.
- GEDROIZ (K.K.), 1928. Solonetz soils, their origin, properties and how to improve them. (In Russ). *Nosovsk. Agric. Exp. Station.*
- GOLDSCHMIDT (V.), 1937. Les principes de la répartition des éléments chimiques dans les minéraux et les roches. *J. Chem. Soc.*, p. 655.
- GOLDSMITH (J.R.), GRAF (D.L.), JOENSUU (O.I.), 1955. The occurrence of magnésium calcites in nature. *Géoch. Cosmochim. Acta.* 7, pp. 212-230.
- GONI (J.), PARENT (C.), 1966. Etude géochimique d'une tranche de sédiments fins actuels. *Bull. BRGM*, 5, pp. 19-33.
- GRAMMATICATI (O.), POLIKARPOVA (Z.D.), 1968. Utilization of soil moisture and groundwater by cotton plants in the case of saline groundwater. *Inter. Congr. Soil Sci.*, 9, 1968, Adélaïde, vol 1, pp 465-472.
- GREENLAND (D.J.), 1965. Interactions between clays and organic compounds in soils. Part I. Mechanisms of interaction between clays and defined organic compounds. Part II. Adsorption of soil organic compounds and its effect on soil properties. *Soils and Fert.*, 29, pp. 415-425 et 521-532.
- GUICHARD (E.), 1957. Sédimentation du lac Tchad. *Com. Sci. Logone Tchad*, Paris, 46p. multigr.
- GUICHARD (E.), BOUTEYRE (G.), LEPOUTRE (B.), 1959. Etude pédologique des polders de Bol et Bol Guini. *ORSTOM-CRT, Fort-Lamy*, 72 p. multigr.
- GUICHARD (E.), 1961. Etude pédologique des ouadis de N'Gouri à Djigida. *Centre O.R.S.T.O.N. de Fort-Lamy*, 112 p. multigr.
- HADAS (A.), HILLEL (D.), 1968. An experimental study of evaporation from uniform soil columns in the presence of a water-table. *Inter. Congr. Soil Sci.*, 9, 1968, Adélaïde, vol. 1, pp. 61-71.
- HADAS (A.), HILLEL (D.), 1972. Steady-state évaporation through non-homogénéous soils from a shallow water table. *Soil Sci.*, 113, 2, pp. 65-73.
- HART (M.G.R.), 1963. Observations on the source of acid in empoldered mangrove soils. II. Oxidation of soil polysulphides. *Plant and Soil* XIX, pp. 106-114.
- HASSETT (J.J.), JURINAK (J.J.), 1971. Effect of ion-pair formation on calcium and magnésium ion activities in aqueous carbonate solutions. *Soil Sci.*, 111, 2, pp. 91-94.

HATCH (H.D.), SLACK (C.R.), 1966. Photosynthesis by sugar cane leaves. A new carboxylation reaction and the pathway of sugar formation. *Bioch. Journ.*, 101, pp. 103-111.

HELGESON (H.C.), GARRELS (R.M.), MACKENZIE (F.T.), 1969. Evaluation of irreversible reactions in geochemical processes involving minerals and aqueous solutions. II. Applications. *Géochim. Cosmochim. Acta* 33,4, pp. 455-483.

xxx

HENIN (S.), 1938. Etude physico-chimique de la stabilité structurale des terres. Thèse, Paris, multigr.

HENIN (S.), GRAS (R.), MONNIER (G.), 1960. Le profil cultural. S.E.I.A. (Ed) Paris, 320 p.

HILGARD (E.W.), 1892. Die Bildungsweise der Alkalicarbonat in der Natur. *Ber Dtsch. Chem. Ges.*, 25, pp. 3624-3630.

HOFSTEE (J.), 1972. Some characteristics of young sediments along the coast bordering the Dutch wadden shallows. *Soil Sci.*, 113,6, pp. 386-393.

IVANOVA (Y.N.), BOL'SHAKOV (A.F.), 1972. Académicien K.K. Gedryt's theory of solonchaks, solonetztes and solods and its subsequent elaboration. *Soviet Soil Sci.*, 2, pp. 156-171.

JABER (A.), 1970. Contribution à l'étude expérimentale des mouvements, ascendant et descendant, des solutions de sel de sodium (carbonate, sulfate et chlorure) et de certains aspects de leur action physique sur un sol soumis à l'influence d'une nappe peu profonde dans laquelle ils sont dissous. O.R.ST.O.M., Paris, 124 p; multigr.

JACQ (V.), DOMMERGUES (Y.), 1970. Sulfato-réductions rhizosphérique et spermosphérique: influence de la densité apparente du sol. *C.R. Acad Agric.*, 6 Mai 1970, p. 511.

JANITZKY (P.), WHITTIG (L.D.), 1965. Natural leaching processes in some salt affected soils of California. *Agrok. és Talaj.*, 14, supplémentum, p. 251.

JONGERUS (A.), 1970. Some morphological aspects of regrouping phenomena in Dutch soils. *Géoderma*, 4, pp. 311-334.

KAMPS (L.F.), 1950. Some data on sedimentation in the Shallows north of the province of Groningen. (En Hollandais). *Tijdschr. Kon. Ned. Aardr. Gen.*, 67, pp. 369-373.

KANIVETS (V.I.), 1970. Reaction of hydrogen, methane and hydrogen sulphide with the mineral part of the soil. *Soviet Soil Sci.*, 3, pp. 294-301

KELLERMAN (V.V.), TSYURUPA (I.G.), 1966. Role of iron, and organic matter in the aggregation of a soil's clay component. *Soviet Soil Sci.*, 8, pp. 940-947.

KELLEY (W.P.), 1951. Alkali soils. Their formation, properties and reclamation. Ed. by Reinhold Publis. Cor. New-York, 172 p.

KELLEY (W.P.), 1962. Sodium carbonate and adsorbed sodium in semi-arid soils *Soil Sci.*, 94, 1, pp. 1-5.

KOVDA (V.A.), 1937. Solonchaks and solonetz soils. (In Russ.) USSR Academy of Sciences. Moscow.

xxx HELGESON (H.C.), 1969. Thermodynamics of hydrothermal systems at elevated temperatures and pressures. *Amer. J. Sci.*, 267, pp. 729-804.

- KOVDA (V.A.), 1954. La géochimie des déserts de l' URSS. Moscou (traduc. française: 152 p.).
- KOVDA (V.A.), 1965. ~~alcalino~~-soda saline soils. *Agrokénia* és Talajtan, ton. 14, supplementum, pp. 15-48.
- KOVDA (V.A.), SAMOILOVA (E.N.), 1969. Some problems of soda salinity. *Agrok.* és Talajt., tom. 18, supplementum, pp. 21 -36.
- KOUHESTANI (E.), 1965. Contribution à l'étude de l'effet des ions alcalins et alcalino-terreux sur quelques propriétés physiques du sol et en particulier sur sa structure. Thèse Doct. Univ. Paris, 163 p.
- KOWN (B.T.), EWING (B.B.), 1969. Effects of the organic adsorption on clay ion-exchange property. *Soil Sci.*, 108, 5, pp. 321-325.
- KOYAMA (T.), 1955. Gaseous metabolism in lake muds and paddy soils. *The Jour. of Earth Sci. Nagoya Univer.*, pp. 65-76.
- KHAN (S.U.), 1970. Organic matter association with soluble salts in the water extract of a black solonetz soil. *Soil Sci.*, 109, 4, pp. 227-228.
- KRUPKIN (P.I.), 1963. Movement of salt solutions in soils and soil materials. *Soviet Soil Sci.*, 6, pp. 567-574.
- LEMOALLE (J.), 1969. Premières données sur la répartition du fer soluble dans le lac Tchad. Centre O.R.S.T.O.M. de Fort-Lamy, 9p. multigr.
- LEMOALLE (J.), 1970. Premières données sur la production primaire dans la région de Bol. (Avril-Octobre 1968) (Lac Tchad). *Cah. O.R.S.T.O.M. sér. Hydrobiol.*, III, 1, pp. 107-120.
- LEONARD (J.), 1969. Aperçu sur la végétation. In: "Monographie Hydrologique du lac Tchad", ed. by TOUCHEBOEUF de LUSSIGNY, 11 p.
- LEPOUTRE (B.), SAUVAGEOT (A.), 1969. Une cause de saturation magnésienne des argiles dans le sol: l'hydromorphie temporaire de saison chaude. *Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Pédol.*, VII, 2, pp. 183-202.
- LERMAN (J.C.), 1974. Carbon 13 concentrations in soil CO₂ and groundwater. Geographical and temporal variations. A paraître: Colloque de Vienne, Hydrologie isotopique. Mars 1974.
- LEVEQUE (C.), 1972. Mollusques benthiques du lac Tchad; écologie, production et bilan énergétique. Thèse, Université de Paris VI, 225 p.
- LOSSAINT (P.), 1959. Etude expérimentale de la mobilisation du fer des sols sous l'influence des litières forestières. Paris, INRA, 1960, 108p.
- Mc INTYRE (S.D.), LOVEDAY (J.), 1968. Problems of determination of soil density and moisture properties from natural clods. *Soil Sci.*, 105, pp. 232-235.
- Mc NEAL (B.L.), REEVE (R.C.), 1964. Elimination of boundary-flow errors in laboratory hydraulic conductivity measurements. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 28, pp. 713-714.
- Mc NEAL (B.L.), NORWELL (W.A.), COLEMAN (N.T.), 1966. Effect of solution composition on the swelling of extracted soil clays. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 30, pp. 313-317.
- Mc NEAL (B.L.), 1970. Prediction of interlayer swelling of clays in mixed-salt solutions. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 34, pp. 201-206.

- MAERTENS (C.), 1965. Deux méthodes de déterminations de la densité du sol en place. Leurs possibilités d'utilisation. Bull. Ass. Fr. Et. du sol, 8, pp. 283-292.
- MAGLIONE (G.), 1968. Présence de gaylussite et de trona dans les "natronnières" du Kanem. Bull. Soc. Fr. Minér. Cristallogr., 91, pp. 388-395.
- MAGLIONE (G.), 1969. Premières données sur le régime hydrogéochimique des lacs permanents du Kanem. Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Hydrobiol., III, 1, pp. 121-141.
- MAGLIONE (G.), 1970. Le gisement chloro-sulfaté sodique de Napal (archipel du lac Tchad). Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Géol., II, 1, pp. 81-94.
- MAGLIONE (G.), 1970. La nagadiite, silicate sodique de néoformation des faciès évaporitiques du Kanem. Bull. Serv. Carte Géol. Als. Lorr. 23, 3-4, pp. 177-189.
- MAGLIONE (G.), MAGLIONE (M.H.), 1972. Etude thermodynamique de quelques silicates sodiques de néoformation. Conséquences géochimiques. Sci. Géol. Bull., 25, 4, pp. 231-250.
- MAGLIONE (G.), 1974. Géochimie des évaporites et silicates néoformés en milieu continental confiné. Thèse, Université Paris VI, O.R.S.T.O.M. 331 p. multigr.
- MALEY (J.), 1973. Les variations climatiques dans le bassin du Tchad durant le dernier millénaire; essai d'interprétation climatique de l'Holocène africain. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 276, sér. D, pp 1673-1675.
- MANVELJAN (M.G.), GROGORJAN (G.O.), MELIK-ISRAELJAN (E.S.), 1968. Study of interaction between sulfurous acid and sodium carbonate solonchaks. Soviet Soil Sci., 4, pp. 497-502.
- MERING (J.), 1946. Hydratation of montmorillonite. Trans. Faraday Soc., 42 B, pp. 205-219.
- MILLOT (G.), 1964. Géologie des argiles. Masson, Paris, 499 p.
- MISEREZ (J.J.), 1970. Premier bilan des indices de saturation en carbonates dans le bassin supérieur de l'Arense, N.E. Congr. Nat. Spéléo. 4, Neufchatel, 26 et 27 Sept. 1970.
- MONNIER (G.), KONAN (L.), 1968. Influence des conditions de séchage des terres sur leur stabilité structurale. Ann. agron., 19, 5, pp. 541-551.
- MORTLAND (M.N.), 1970. Clay-organic complexes and interactions. Adv. Agron. 22, pp. 75-117.
- NAKAYAMA (F.S.), 1968. Calcium activity, complex and ion-pair in saturated CaCO_3 solution. Soil Sci., 106, pp. 429-434.
- NAKAYAMA (F.S.), 1970. Hydrolysis of CaCO_3 , Na_2CO_3 and NaHCO_3 and their combinations in the presence and absence of external CO_2 source. Soil Sci., 109, 6, pp. 391-398.
- NAYLOR (D.V.), 1967. Cation-exchange behavior in some organic soils. Dis. Abstr. B, Féb. 1967., 27, 8, 2675 B.

- NAYLOR (D.V.), OVERSTREET (R.), 1969. Sodium-calcium exchange behavior in organic soils. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 33, 6, pp. 848-851.
- NEMERYUK (G.Y.), 1966. The movement of salts from the soil into the atmosphere. *Soviet Soil Sci.*, 1, pp. 75-83.
- NIELSEN (D.R.), BIGGAR (J.W.), 1961. Miscible displacement in soils. I. Experimental information. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 25, pp. 1-5.
- NIGHTINGALE (H.I.), SMITH (R.L.), 1967. Evidence for the presence of calcium organic complexes in sodic soil. *Soil Sci.*, 103, pp. 261-264.
- NORRISH (K.), 1954. Manner of swelling of montmorillonite. *Nature*, 173, pp. 256-257.
- OBREJANU (G.), MALIANU (A.), ASKENOVA (I.), 1964. Accumulation of salt in the mineralized groundwater and salinized soils of the flood - plains of the lower Danube basin. *Soviet Soil Sci.*, 7, pp. 817-829.
- O'CONNOR (G.A.), KEMPER (W.D.), 1969. Quasi-crystals in Na-Ca systems. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 33, 3, pp. 464-469.
- OGATA (G.), BOWER (C.A.), 1965. Significance of biological sulphate reduction in soil salinity. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 29, pp. 23-25.
- O.R.S.T.O.M., 1969. Glossaire de pédologie. Description des horizons en vue du traitement informatique. O.R.S.T.O.M., Paris, 82 p.
- PAQUET (H.), 1970. Evolution géochimique des minéraux argileux dans les altérations et les sols des climats méditerranéens et tropicaux. Thèse Sci. nat. Strasbourg, 1969. Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr., n° 30, 210 p.
- PARASHIVA MURTHY (A.S.), FERRELL (R.J.), 1972. Comparative chemical composition of sediment interstitial waters. *Clays and clays minerals*, 20, pp. 317-321.
- PARKER (R.B.), SURDAN (R.C.), 1971. A summary of authigenic silicates in the tuffaceous rocks of the Green River formation. *Contrib. Géol. Trona issue*, 10, 1, pp. 69-72.
- PEARL (I.A.), 1967. The chemistry of lignin. M. Dekker, New-York, 339 p.
- PEARSON (F.J.) Jr., HANSHAW (B.B.), 1970. Sources of the dissolved carbonate species in groundwater and their effects on carbon 14 dating, in "Isotope Hydrology", Agence Inter. Energie atom., Vienne, pp. 383-395.
- PERELMAN (A.), 1967. Géochimie de l'épigénèse. Translated from Russian. Plénum Press, New-York, XIV, 266p.
- PERRAUD (A.), NGUYEN KHA, JACQUIN (F.), 1971. Essai de caractérisation des formes de l'humine dans plusieurs types de sols. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 272, sér. D, pp. 1594-1597.
- PETROSIAN (G.P.), TCHITIAN (A.I.), 1969. Soda-saline soils of the Ararat Plain and methods for their reclamation. *Agrok. ès Talajtan. tom. 18, supplémentum*, pp. 1 21-140.

- PIAS (J.; BARBERY (J.), 1960. Evolution de la salinité dans le polder de Bol Guini entre 1959 et 1960. O.R.S.T.O.M.-C.R.T., Fort-Lamy, 110p. multigr.
- PIAS (J.), BARBERY (J.), 1961. Evolution de la salinité dans le polder de Bol Guini. 1961. O.R.S.T.O.M.-C.R.T., Fort-Lamy, 58 p. multigr.
- PIAS (J.), 1961. Etude pédologique d'ouadis dans la région de Mao et Tiona. O.R.S.T.O.M.-C.R.T., Fort-Lamy, 48 p. multigr.
- PIAS (J.), SABATIER (J.), 1964. Etudes des variations des taux de matière organique, d'azote et de salinité dans les polders du lac Tchad. 1962. Centre O.R.S.T.O.M. de Fort-Lamy, 144 p., multigr.
- PIAS (J.), 1970. Les formations sédimentaires tertiaires et quaternaires de la cuvette tchadienne et les sols qui en dérivent. Thèse. Mémoire O.R.S.T.O.M. n° 43, 407 p.
- PLET (C.), 1969. Introduction à l'étude expérimentale de la formation des encroutements. Application au cas des encroutements gypseux. Thèse 3° cycle, Sci. Paris. S.l. 74 p. multigr.
- POLYNOV (B.B.), 1956. Geochemical landscapes. Selected papers. Akad. Nauk. SSSR (en russe).
- PONNAMPERUMA (F.N.), MARTINEZ (E.), LOY (T.), 1966. Influence of redox potential and partial pressure of carbon dioxide on pH values and the suspension effect of flooded soils. Soil Sci. 101, pp. 421-431.
- PONNAMPERUMA (F.N.), CASTRO RUBY (U.), VALENCIA (C.M.), 1969. Experimental study of the influence of the partial pressure of carbon dioxide on the pH values of aqueous carbonate systems. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 33, pp. 239-241.
- PONNAMPERUMA (F.N.), 1972. The chemistry of submerged soils. Adv. Agron, vol 24, pp. 29-96.
- PONS (L.J.), ZONNEVELD (I.S.), 1965. Soil ripening and soil classification. Int. Inst. for Land Reclam. Wageningen. Publ. n° 13, 128 p.
- RAO (T.S.), PAGE (A.L.), COLEMAN (N.T.), 1968. The influence of ionic strength and ion-pair formation between alkaline-earth metals and sulfate on Na-divalent cation-exchange equilibria. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 32, pp. 639-643.
- RASMUSSEN (K.), 1961. Uorganiske svovlforbindelsers omsaethinger i jorbunden (Transformations des composés minéraux du soufre dans les sols). Thèse, Copenhague, 176 p.
- REEVE (R.C.), BOWER (C.A.), 1960. Use of high-salt waters as a flocculant and source of divalent cations for reclaiming sodic soils. Soil Sci., 90, 2; pp. 139-144.
- RHOADES (J.D.), INGVALSON (R.D.), 1969. Macroscopic swelling and hydraulic conductivity properties of four vermiculite soils. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 33, pp. 364-369.
- RIOU (Ch.), 1972. Etude de l'évaporation en Afrique Centrale (Tchad, République centrafricaine, Congo). Thèse, Sci. Phys., Paris VI O.R.S.T.O.M. Paris, 205 p. multigr.
- ROCHE (M.A.), 1968. Première estimation des apports en sels au lac Tchad par le Chari. Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Hydrol., V, 1, pp. 55-59.

- ROCHE (M.A.), 1969. Evolution dans l'espace et le temps de la conductivité électrique des eaux du lac Tchad d'après les résultats de 1908, 1957, 1962 à mars 1968. Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Hydrol., VI, pp. 35-78.
- ROCHE (M.A.), 1970. Hydrogéologie des côtes du lac Tchad à No, Tchingan et Soro (Kanem). Centre O.R.S.T.O.M. de Fort-Lamy, 32 p. et Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Hydrol., VII, 3, pp. 89-116.
- ROCHE (M.A.), 1970. Evaluation des portes du lac Tchad par abandon superficiel et infiltrations marginales. Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Géol. II 2, pp. 67-80.
- ROCHE (M.A.). Tracage naturel salin et isotopique des eaux du système hydrologique du lac Tchad. Thèse, Sci. nat., Paris VI, O.R.S.T.O.M. Paris, 398 p. multigr.
- RODE (A.A.), 1961. The soil forming process and soil evolution. Trans. from russian. Israël program for scientific translations, Jérusalem, 99 p.
- RODE (A.A.), 1969. A biogéocoenological approach to the solution of land reclamation problems. Agroñ. ès Talajtan, tom 18, supplémentum, pp. 278-282.
- ROWELL (D.L.), PAYNE (D.), AHMAD (N.), 1969. The effect of the concentration and movement of solutions on the swelling, dispersion and movement of clay in saline and alkali soils. J. Soil Sci., 20, 1, pp. 176-188.
- SAVAGE (S.M.), OSBORN (J.), LETEY (J.), HEATON (C.), 1972. Substances contributing to fire-induced water repellency in soils. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 36, pp. 674-678.
- SCHAEFER (R.), 1967. Caractères et évolution des activités microbiennes dans une chaîne de sols hydromorphes mésotrophiques de la plaine d'Alsace. Rev. Ecol. Biol. Sol, Fr., 5, 3, pp. 385-437 et, 4, pp. 567-592.
- SCHOELLER (H.), 1958. L'interprétation des analyses chimiques des eaux salées. Le problème de la salinité dans les régions arides. Actes du Coll. de Téhéran, Unesco, Recherc. sur la zone aride, XIV, Paris pp. 61-71.
- SCHNEIDER (J.L.), 1967. Relations entre le lac Tchad et la nappe phréatique (République du Tchad). Extrait de la publication n° 70 de l'A.I. H.S., symposium de Garde, pp. 122-131.
- SELIM (H.M.), DON KIRKHAM, 1970. Soil temperature and water content changes during drying as influenced by cracks: a laboratory experiment. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 34, pp. 565-569.
- SELYAKOV (S.M.), 1965. Water and soil classification by nature of salinization. Soviet soil Sci., 1, p. 37.
- SENEZ (J.C.), 1962. Rôle écologique des bactéries sulfato-réductrices. Publ. staz. zool. Napoli, 32, suppl., pp. 427-441.
- SERVANT (M.), 1967. Nouvelles données stratigraphiques sur le Quaternaire supérieur et récent au nord-est du lac Tchad. (Kanem). Actes du VI^e Congr. Panaf. Préhist. Et. Quaternaire, Dakar, 1967.
- SERVANT (M.), SERVANT (S.), 1970. Les formations lacustres et les diatomées du Quaternaire récent du fond de la cuvette tchadienne. Rev. Géogr. phys. Géol. dynam., 2, XII, 1, pp. 63-76.

SERVANT (M.), 1973. Séquences continentales et variations climatiques: évolution du bassin du Tchad au Cénozoïque supérieur. Thèse Sc.nat. Paris VI, O.R.S.T.O.M. Paris, 348 p. multigr.

SERVANT (S.), 1967. Répartition des diatomées dans les séquences lacustres holocènes du nord-est du lac Tchad. Premières observations et perspectives de recherches. VI^o Congr. Panaf. Préhist. Et. Quaternaire, Dakar, 1967 et Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Géol., 2, 1, pp. 115-126. (1970).

SERVANT (S.), 1973. Stratigraphie et néotectonique du Plio-Pleistocène ancien du Tchad d'après l'étude des diatomées. C.R. Acad. Sc. Paris, tom 276, sér.D, pp. 2633-2636.

SHAINBERG (I.), BRESLER (E.), KLAUSNER (Y.), 1971. Studies on Na/Ca montmorillonite systems. I. The swelling pressure. Soil Sci., 111, 4, pp. 214-219.

xxx

SIESKIND (O.), 1962. Contribution à l'étude des interactions argile-matière organique: adsorption des acides aminés par la montmorillonite. Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr., n^o 22, Strasbourg, 90 p.

SIGMOND (A.A.), 1924. The alkali soils in Hungary and their reclamation. Soil Sci., 18, p. 379.

SINGH (N.T.), 1968. Physico-chemical changes in sodic soils under saturated environments. Dissert Abstr., 29 B, 843. (California Univ.)

STARKEY (L.R.), 1966. Oxidation and reduction of sulfur compounds in soils. Soil Sci., 101, 4, pp. 297-306.

SUESS (E.), 1970. Interaction of organic compounds with calcium carbonate. Géochim. Cosmochim. Acta, 34, pp. 157-168.

SZABOLCS (I.), LESTAK (V.), 1967. Capillary movement of sodium salt solutions in soil columns. Soviet Soil Sci., 4, pp. 483-488.

SZABOLCS (I.), 1969. The influence of sodium carbonate on soil forming processes and on soil properties. Agrok. és Talajtan, tom 18, supplémentum, pp. 37-68.

TABATABAI (M.A.), BRENNER (J.M.), 1972. Forms of sulfur, and carbon, nitrogen and sulfur relationships, in Iowa soils. Soil Sci., 114, 5, pp. 380-386.

TAKAI (Y.), KOYAMA (T.), KAMURA (T.), 1963. Microbial metabolism in the reduction process of paddy soils. Part 3. Effect of iron and organic matter on the reduction process. Soil Sci. and Plant Nutr. 9, 6, pp. 1 à 5.

TARDY (Y.), 1969. Géochimie des altérations. Etude des arènes et des eaux de quelques massifs cristallins d'Europe et d'Afrique. Thèse Sci. Strasbourg. Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr., n^o 31, 199p.

TARDY (Y.), TRESCASES (J.), FRITZ (B.), 1974. Evaluation de l'enthalpie libre de montmorillonites ferrières. C.R. Acad. Sci. sér. D, sous presse.

TARDY (Y.), CHEVERRY (C.), FRITZ (B.), 1974. Néof ormation d'une argile magnésienne dans les ouadis du lac Tchad. Application au domaine de stabilité des phyllosilicates alumineux, magnésiens et ferrières. (à paraître).

xxx

SHEPPARD (R.A.), GUDE (A.J.), 1965. Potash feldspars of possible economic values in the Barstow formation, San Bernardino county, California. Géol. Surv. Circular, 590, pp. 1-7.

- THORNWHAITE (C.W.), 1948. An approach toward a rational classification of climate. *Géogr. Review*, pp. 55-94.
- TIMAR (E.), 1965. Effect of organic matter on sulfate reduction occurring in alkali (szik) soils. *Agrok. és Talajt.*, tom. 14, supplémentum, pp. 195-198.
- TILHO (J.), 1910. Documents scientifiques de la mission Tilho. 1906-1909. *Imp. Nat. Paris*, II, pp. 553-600.
- TILHO (J.), 1925. Sur l'aire probable d'extension maxima de la mer paléotchadienne. *C.R. Acad. Sci. Paris*, pp. 643-646.
- TODD (R.M.), KEMPER (W.D.), 1972. Salt dispersion coefficients near an evaporating surface. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 38, pp. 539-542.
- TOUCHEBEUF DE LUSSIGNY (P.), 1969. Monographie hydrologique du lac Tchad. *Serv. Hydrol. O.R.S.T.O.M.*, 163 p. multigr.
- TRICHET (J.), 1967. Essai d'explication du dépôt d'aragonite sur des substrats organiques. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 265., sér. D, pp. 1464-1467.
- TRICHET (J.), 1971. Recent aragonite deposition on algal substrates during blue-green algae decomposition. Rôle of organic substances. VIII^e Inter. Sediment. Congress, Heidelberg. (à paraître).
- TURENNE (J.F.), 1970. Influence de la saison des pluies sur la dynamique des acides humiques dans les profils ferrallitiques et podzoliques sous savane de Guyane Française. *Cah. O.R.S.T.O.M.*, sér. Pédol. VIII, 4, pp. 419-449.
- United States Salinity Laboratory Staff, 1954. Diagnosis and improvement of saline and alkali soils. U.S. Depart. Agric, Agric. Handb. n° 60. Washington, VIII. 160 p.
- VALYASKHO (M.G.), 1972. Géochemistry of continental waters. Inter. Congr. Géol. 24, 1972, Montréal, Ottawa, pp. 331-335.
- VAN BEERS (W.J.F.), 1962. Acid-sulphate soils. *Int. Inst. for Land Reclam. and Improv. Bull.* n° 3, 31 p.
- VAN BREEMEN (N.), 1972. Soil forming processes in acid sulphate soils. Inter. Sympo. on Acid Sulphate soils, 1972. Wageningen. Int. Inst. Land Reclam. Improv. Publ., 18, vol I, pp. 66-128.
- VASIL'CHIKOVA (S.I.), KERZUN (P.A.), 1968. Sodium carbonate solonchaks of southern Tadzikistan. *Soviet Soil Sci.* 11, pp. 1505-1513.
- VIEILLEFON (J.), 1969. La pédogénèse dans les mangroves tropicales. Un exemple de chronoséquence. *Sci. du Sol*, 2, pp. 115-148.
- VIEILLEFON (J.), CHANTRET (F.), TRICHET (J.), 1973. Caractérisation des formes du soufre dans les sols de mangrove. Mise en évidence d'une fraction liée à la matière organique. *C.R. Acad. Sci. Paris*, sér. D, pp. 2629-2632.
- VIEILLEFON (J.), CHEVERRY (C.), 1974. Pédogénèse et transformations des composés du soufre dans deux sols tropicaux en voie de différenciation. A paraître: Congr. Inter. Sci. Sol, Moscou, Aout 1974.
- VIEILLEFON (J.), 1974. Contribution à l'étude de la pédogénèse dans le domaine fluvio-marin à climat tropical de l'Afrique de l'Ouest. Thèse, Paris (à paraître).

- VIZIER (J.F.), 1969. Choix et mise au point d'une méthode de dosage du fer ferreux applicable aux sols hydromorphes. Cah. O.R.S.T.O.M. sér. Pédol, vol, VII, 3, pp. 435-445.
- VIZIER (J.F.), 1971. Etude des variations du volume spécifique apparent dans les sols hydromorphes au Tchad. Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Pédol., IX, 2; pp. 133- 145.
- VOLOBUYEV (V.R.), BUYANOVIIY (G.A.), 1963. Salt differentiation in alluvial fans. Soviet Soil Sci., 1, pp. 38-42.
- WALDRON (L.J.), CONSTANTIN (J.K.), 1970. Soil hydraulic conductivity and bulk volume changes during cyclic calcium-sodium exchange. Soil Sci., 110, 2, pp. 81-85.
- WALKLEY (A.), BLACK (A.), 1934. An examination of the Degtjareff method for determining soil organic matter and a proposed modification of the chromic acid titration method. Soil Sci., 37, pp. 29-38.
- WHITTIG (L.D.), JANITSKIY (P.), 1963. Mechanisms of formation of sodium-carbonate in soils. I. Manifestations of biological conversions. J. Soil Sci., 14, pp. 322- 333. II. Laboratory study of biogenesis. J. Soil Sci., 15, pp. 145-157.
- YAALON (D.H.), 1954. Physico-chemical relationships of CaCO_3 , pH and CO_2 in calcareous soils. Inter. Congr. Soil Sci., 5, 1954, Léopoldville, vol. II, pp. 356-361.
- ZOBELL (C.E.), 1946. Studies on redox potential of marine sediments. Am. . Assoc. Petrol. Geol. Bull. 30, pp. 477-513.

ANNEXE I

INDICATIONS COMPLEMENTAIRES SUR LES METHODES D'ETUDES.

I. METHODES D'OBSERVATION.

- La préparation de lames minces de sols pour les descriptions morphologiques a été effectuée au centre ORSTOM de Fort-Lamy (M. FROMAGET). Imprégnation à l'Araldite et au Vestopal (BUOL et al. 1961)*

- Observations au microscope pétrographique : Photomicroscope ZEISS : ORSTOM, S.S.C. BONDY.

- Observations au microscope électronique à balayage et utilisation de la microsonde (CASTAING et al. 1966)* :

. Institut de Géologie de Strasbourg. Appareil : CAMECA MEB 07.
Résolution : 100 à 200 Å. Grossissement : 20 à 100.000. Microanalyse par spectromètre à rayons X, dispersif, couvrant les éléments à partir de Z=5.

. Des observations ont également été effectuées au microscope électronique à balayage de l'Université de Dijon, grâce à l'obligeance de M. le Professeur LENEUF et de M. BERH, et à celui de l'Université de Gand, grâce à l'obligeance de M. STOOPS, lors d'un stage dans son laboratoire de M. FROMAGET.

- Observations au microscope électronique : Microscope PHILLIPS EM 100. Institut de Géologie de Strasbourg (échantillons de particules inférieures à 2 microns).

II. METHODES ANALYTIQUES NON SPECIFIQUES AUX SOLS SALES.

- Granulométrie : Méthode internationale. Centre ORSTOM de Fort-Lamy.

- Eléments totaux : Méthode triacide (acide sulfurique, nitrique et chlorhydrique dans le rapport 2/3/5).

- Analyse minéralogique de la fraction argileuse et de sels.

. Institut de Géologie de Strasbourg. Diffraction des rayons X.
Appareil PHILLIPS. Anticathode : Cu. Déroulement : 2° 2/mn. Déterminations réalisées par Mlle PAQUET, M. TARDY et M. WEBER.

* BUOL (S.W.), FADNESS (D.M.), 1961. New method of impregnating fragile material for thin sectioning. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 25, p. 253.

* CASTAING et al., 1966. Optique des rayons X et microanalyse. Hermann, Paris, 708p.

- Analyse minéralogique de sels.

. S.S.C. ORSTOM, Bondy. Diffraction des rayons X. Ensemble d'analyse "cristallobloc CGR". Tube de cobalt. Déroulement : 1° /mm (Mlle FUSIL).

- Matières organiques.

. Pour les déterminations du carbone total, des matières humiques : voir chap. VIII (§ II).

. Pour la spectrométrie d'absorption infrarouge, l'analyse thermique différentielle, voir chap. VIII (§ III).

. Pour la détermination du soufre organique : voir chap. II.

. Pour les isotopes stables, et en particulier ^{13}C : voir chap. VIII (§ V).

. Pour les analyses de végétaux : S.S.C. Bondy. Calcination à 450°C . Elimination de la silice à HF. Reprise des cendres dans HCl (M. PINTA).

III. ANALYSE DES EAUX. (ORSTOM, Fort-Lamy ; puis S.S.C. Bondy, M. PINTA).

- Mesures sur le terrain : voir chap. III.

- Au laboratoire, le pH, la conductivité, les teneurs en HCO_3^- , CO_3^{--} , Ca^{++} , Mg^{++} ont été mesurées sur des eaux décantées mais non filtrées. Les autres déterminations ne sont entreprises qu'ensuite, sur des eaux filtrées.

- Méthodes de détermination : Na^+ , K^+ (spectrométrie d'émission de flamme); Ca^{++} , Mg^{++} (complexométrie EDTA à Fort-Lamy, puis spectrométrie d'absorption atomique à Bondy) ; HCO_3^- , CO_3^{--} (potentiométrie) ; Cl^- (potentiométrie à Fort-Lamy, colorimétrie au thiocanate mercurique à Bondy) ; SO_4^{--} (gravimétrie à Fort-Lamy ; turbidimétrie à Bondy) ; PO_4^{--} (colorimétrie du complexe phosphomolybdique réduit) ; Si (colorimétrie du complexe silicomolybdique).

- Calcul de la distribution des ions simples et des paires d'ions. : voir chap. III et IX.

IV. DETERMINATION DES SELS SOLUBLES DU SOL.

1. Extraction directe des solutions du sol.

- Le dispositif utilisé est celui mis au point par PARENT (GONI et al. 1966). Pression utilisée : 25 Kg/cm^2 et, dans certains cas, 100 Kg/cm^2 . L'eau ainsi extraite est très liée au sol puisque ces pressions sont supérieures à celles correspondant à pF 4,2 (16 Kg/cm^2). D'après les travaux des géologues

sur des eaux intersticielles de sédiments (PARASHIVA, 1972 ; NISSENBAUM et al. 1972), on peut penser que les caractéristiques des eaux extraites varient avec la pression d'extraction.

2. Extraction à partir d'échantillons préalablement séchés à l'air.

Les extraits utilisés ont été l'extrait "saturé" (US Salinity Laboratory, 1954), et les extraits avec des rapports de dilution 1/2 ou 1/10. Pour la comparaison des données sur les extractions directes et après séchage, voir en particulier l'étude du profil n° 1 (chap. IV).

Par ailleurs, sur une centaine d'échantillons, après une extraction au 1/2, on a pratiqué une extraction au 1/10, sur le culot de la première extraction (PELLOUX, 1971, com. person.). Cette méthode est intéressante notamment pour les sols contenant des teneurs modérées en gypse, comme ceux des polders : tous les extraits 1/10 étaient sous-saturés en gypse. Ce sel avait donc été totalement solubilisé.

V. DETERMINATION DES BASES ECHANGEABLES ET DE LA CAPACITE D'ECHANGE.

1. Les bases échangeables.

Le sodium et le potassium échangeables sont calculés par différence entre les valeurs de Na^+ et K^+ sur des extraits par percolation du sol à l'acétate d'ammonium à pH 7, et celles de ces mêmes éléments dans des extraits à saturation d'une autre prise du même échantillon. C'est là une méthode critiquable à plusieurs titres.

a) Na^+ et K^+ "solubles" ne sont pas dosés sur la même prise de terre que Na^+ et K^+ ("solubles + échangeables") (risque d'hétérogénéité de l'échantillon).

b) l'extraction à l'acétate d'ammonium se pratique à un pH de 7, pH le plus souvent inférieur au pH de sol traité.

Et cependant, de nombreux travaux (NAYLOR, 1968, DARAB, K, 1972 : communication orale) ont montré que cette méthode classique restait l'une des plus satisfaisantes. Les traceurs radioactifs n'ont pas été utilisés. Les progrès qu'ils ont permis dans l'appréciation de ces bases échangeables n'ont d'ailleurs pas été jugés, semble-t-il, décisifs et les valeurs obtenues sont du même ordre que celles obtenues par la méthode classique (pour le sodium 24 : BABCOCK, 1970; DARAB, 1969).

Le problème est différent pour l'appréciation du calcium et du magnésium échangeables. Les sols analysés contiennent fréquemment du calcaire, à l'état de calcite légèrement magnésienne. L'extraction par l'acétate d'ammonium solubilise une quantité notable de cette calcite et surestime Ca et Mg échangeables, d'autant plus que les carbonates sont fins et peu durs et que l'extraction s'effectue à un pH de 7 donc plus bas que celui de la plupart des sols traités.

Dans le domaine des bases échangeables, deux essais méthodologiques furent tentés, par des voies chimiques :

- le premier a consisté à extraire le sodium et le potassium échangeables, par de l'acétate d'ammonium à pH 7, sur un échantillon de sol ayant déjà subi des extractions successives de sels "solubles" avec des rapports 1/2, puis 1/10 (DABIN B. ; PELLOUX, com. person.).

- le second utilise de l'acétate de sodium à pH 8,2. Il s'est avéré effectivement que Ca et Mg échangeables ainsi déterminés étaient nettement inférieurs à ceux obtenus par l'acétate d'ammonium à pH 7 et que la somme (Ca + Mg) échangeables obtenus était du même ordre de grandeur que la différence : capacité d'échange - (Na + K) échangeables.

2. La capacité d'échange.

Cette capacité d'échange a été mesurée soit sur le même échantillon que celui ayant servi aux bases échangeables, soit sur un autre échantillon en saturant le sol par du chlorure de calcium, puis en déplaçant le calcium par du nitrate de potassium (DABIN, PELLOUX, 1970). Une telle méthode est critiquable. En effet, si les cations absorbés à un pH élevé sont, eux, déplacés à pH 7, il n'y a pas pour cela absorption d'une quantité équivalente de Ca^{++} lors de l'échange ultérieur (KELLEY, 1957, cité par RUELLAN-DELETANG, 1967). Cette méthode risque donc de surestimer le degré d'alcalisation du sol, estimé par Na échangeable/T.

Après d'autres essais expérimentaux, la méthode classique a néanmoins été conservée pour homogénéiser les résultats et suivre l'évolution de l'alcalisation (Na / T %) en fonction des autres caractéristiques chimiques du milieu (degré de minéralisation de la nappe phréatique, salure du sol). On considérera que dans les sols à carbonate de sodium, donc à pH très élevé, les valeurs de Na / T indiquées, souvent supérieures à 50 %, ne sont qu'indicatives.

3. Commentaires.

Le problème du dosage des sels solubles, des bases échangeables et de la capacité d'échange dans des sols qui sont à la fois : argileux, humifères, salés à alcalis et calcaires, est très complexe. Cette complexité peut être illustrée par deux points :

- dans ces sols, un élément comme le sodium est soit un cation soluble, soit un cation échangeable, soit lié à la matière organique ; il pourrait également être "zéolithique", même en l'absence d'une structure cristalline zéolithique bien définie, telle l'analcime.

Or des expériences (FRANKART, 1969) ont montré le caractère conventionnel de la distinction entre ces diverses formes, telle qu'elle est permise par les analyses habituelles. En particulier, il apparaît par dialyse que la partie linéaire de la courbe cumulative qui reflète le processus rapide de libération dépasse toujours de manière significative le seuil correspondant au sodium soluble, tel que mesuré par l'extrait de saturation.

- ces sols sont riches en matière organique. Par suite de la nature polyfonctionnelle de cette matière organique, tous les ions Ca^{++} ne sont pas adsorbés sous le même état d'énergie sur le complexe adsorbant. Les schémas rendant compte des échanges $\text{Na}^+/\text{Ca}^{++}$ et basés sur le schéma d'une monocouche d'ions adsorbés (équation de Vanselow) sont donc peu adaptés, l'équation de Gapon restant la plus satisfaisante (NAYLOR, 1967).

Ce ne sont là que deux exemples de cette complexité. Ce mémoire n'a pas eu parmi ses objectifs une recherche de nouvelles méthodes en matière d'analyses chimiques des sols salés. C'est pourquoi certaines des données présentées dans cette étude, en particulier les valeurs de Na/T dans des sols à carbonate de sodium et les données de Ca et de Mg échangeables, doivent être considérées comme indicatives, servant seulement à dégager des tendances évolutives.

Il a paru utile de conclure ces quelques remarques méthodologiques par une bibliographie sélectionnée, ouvrant notamment aux voies d'approche nouvelles : mesures directement sur le terrain (électrodes spécifiques, et "sensor" de RICHARDS, 1966), emploi des radioisotopes pour les bases échangeables et la capacité d'échange.

4. Bibliographie sélectionnée.*

- BABCOCK (K.L.), SCHULZ (R.K.), 1970. Isotopic and conventional determination of exchangeable sodium percentage in soil in relation to plant growth. Soil Sci., vol. 109, 1, pp. 19-22.
- COUTINET (S.), 1965. Méthodes d'analyse utilisables pour les sols salés, calcaires et gypseux. Agron. Trop. 12 : pp. 1242-1253.
- DARAB (K.), 1969. Isotope tracer method in ion exchange studies on alkali soils. Agrokém. es Talajtan, tom 18, supplém., pp. 271-277.
- DZUBAY (M.), 1966. Dosage des cations échangeables et solubles dans les sols salins à alcalis de Hongrie. Science du Sol, 1966, n° 1.
- FRINK (C.R.), 1964. The effects of wash solvents on cation exchange measurements. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 28 : pp. 506-511.
- JACOBBER (F.), SANDOVAL (F.), 1971. Effect of soil grinding, suction, and extraction time on salt concentration of saturation extracts. Soil Sci., 112, n° 4, p. 263.
- KELLEY (W.P.), 1957. Cation exchange capacity and percentage Na^+ saturation of alkali soils. Soil Sci., 84, pp. 473-478.
- KOLTUNOV (Y.B.), 1964. Determination of water soluble and exchangeable sodium under field conditions using glass electrodes with sodium - ion functions. Sov. Soil Sci. 7, p. 750.
- LEVY (R.), MOR (E.), 1964. Determination of forms of sodium which are not water soluble but dissolve in ammonium acetate. Soil Sci., 1964, pp. 152-155.
- NAYLOR (D.), 1967. Cation-exchange behavior in some organic soils. Dis. Abst., B, Fév. 1967, 27, 8, 2675 B.
- NISSSENBAUM (A.), PRESLEY (B.J.), KAPLAN (I.R.), 1972. Early diagenesis in a reducing fjord, Saanich Inlet, British Columbia. I Chemical and isotopic changes in major components of interstitial water. Geochim. et Cosmochim. Acta, 1972, vol. 36, p. 10007.
- PALIWAL (K.V.), MALIWAL (G.L.), 1971. Prediction of exchangeable sodium percentage from cation exchange equilibria. Geoderma, 1971, 6 (1), p. 75.
- PELLOUX (P.), DABIN (D.), FILLMAN (G.), GOMEZ (P.), 1971. Méthodes de détermination des cations échangeables et de la capacité d'échange dans les sols. ORSTOM.
- RICHARDS (L.A.), 1966. A soil salinity sensor of improved design. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. vol. 30, 1966, pp. 333-337.
- RUELLAN (A.), DELETANG (J.), 1967. Les phénomènes d'échange de cations et d'anions dans les sols. Init. Doc. tech. ORSTOM, n° 5, Paris, 123 p.
- SCHULZ (R.K.), OVERSTREET (R.), BARSHAD (I.), 1964. Some unusual ionic exchange properties of sodium in certain salt affected soils. Soil Sci. 99 : pp. 161-165.

* Les titres déjà cités dans la bibliographie de la thèse elle-même ne sont pas repris ici.

- SMITH (S.J.), MOODIE (C.D.), OKAZAKI (R.), ELLSWORTH (R.), 1966. Hydrolysis and salt retention errors in conventional cation exchange capacity procedures. Soil Sci., 103, pp. 94-106.
- ULRICH (B.), KHANNA (P.K.), 1972. Desorption and dissolution of salts from soils as a function of soil : water ratio. Soil Sci., 114, n° 4, p. 250.
- WADA (K.), HARADA (Y.), 1969. Effects of salt concentration and cation species on the measured cation-exchange capacity of soils and clays. Proc. 3rd Inter. Clay Conf. 1969, 1, pp. 561-567.

ANNEXE II.

RELATION ENTRE LA CONDUCTIVITE DES EAUX ET LEUR TENEUR EN SELS.

La conductivité d'une eau, d'un extrait aqueux, est une mesure aisée et fréquemment employée. L'appareil utilisé a été un Phillips PR 9500. L'erreur relative maximale est inférieure à 3 %. Aussi est-il intéressant de disposer d'une relation entre la conductivité et le pourcentage des sels dans une eau. Cette relation est fonction de la nature des sels présents et de la concentration globale (US. Salinity Laboratory, 1954). Les travaux de ROCHE, M.A. (1968) et nos propres mesures nous ont conduit à adopter les relations simples suivantes :

Conductivité (E.C.)	% de sel dans l'eau =
< 4 mmhos	0,075 EC.
4 < EC < 7 mmhos	0,09 EC.
EC > 7 mmhos	0,1 EC.

Le symbole E.C. vient de " electrical conductivity ".

Pour les eaux de cette même région, MAGLIONE (1974) a récemment présenté des courbes montrant les relations entre les différents ions des eaux et la conductivité.

ANNEXE III.

DONNEES COMPLEMENTAIRES CONCERNANT LA MISE EN VALEUR.

1. L'histoire de la lame d'eau de submersion (voir CHEVERRY, 1969).

C'est le problème du pompage des eaux lacustres emprisonnées lors de la fermeture des barrages. L'étude a montré que l'on pouvait attendre que ces eaux aient atteint une concentration d'environ 2 g par litre, (par évaporation) avant de les pomper. L'économie de volume à pomper est alors de l'ordre de 80 à 90 %.

2. La profondeur de la nappe phréatique.

Il s'agit là de fixer une profondeur du plan d'eau, pour laquelle le risque d'orientation des sols sur la voie "alcaline" est réduit, tout en évitant les inconvénients d'une nappe trop profonde (irrigation plus pénible, déformations du modelé par suite du tassement). L'étude nous amène à conseiller une profondeur d'1,5 m dans les parties les plus basses. Cette valeur est nettement plus faible que celle définie par KOVDA (1954) comme profondeur "critique" à laquelle commence les processus d'accumulation des sels dans la partie supérieure des profils. La formule de KOVDA s'écrit : $y = 170 + 8x \pm 15$, en cm ; y est cette profondeur critique et x la température moyenne annuelle. Appliquée au contexte présent, cette formule donnerait une profondeur de plus de 3 m.

3. Les phénomènes d'affaissement dans les sols de polders, après l'abaissement du plan d'eau.

Ces phénomènes sont liés aux pertes d'eau des sédiments en cas de dessèchement. Ils ont fait l'objet dans le cas des polders de GUINI et BERIM d'une étude détaillée (CHEVERRY et SAYOL, 1971, pages 9 à 16). La déformation de la surface du sol peut devenir très marquée en cas d'évolution des sols par la voie "saline neutre" et d'abaissement marqué du niveau de la nappe (nappe à plus de 2,5 m) : la surface du sol est alors déformée, avec des buttes mamelonnées de 10 à 15 m de diamètre, dominant de 1 m les parties creuses. Ce relief marqué, qui présente quelques analogies avec le modelé Gilgaï (encore qu'il ne s'agisse pas de Vertisols : chapitre VI, § II), gêne la mise en oeuvre de tracteurs.

4. Les problèmes relatifs à l'irrigation de ces sols.

a) Irrigation avec les eaux de la nappe phréatique sous-jacente.

Voir CHEVERRY (1969) et CHEVERRY et SAYOL (1971). Dans le cas de sols évoluant par la voie "saline neutre", les eaux de la nappe phréatique peuvent être utilisées pour l'irrigation jusqu'à une conductivité de 1,5 mmhos.

b) Irrigation avec les eaux du lac Tchad.

Voir CHEVERRY (1972). L'utilisation des eaux du lac Tchad ne devrait pas poser de problèmes majeurs. Ces études sur l'irrigation sont basées sur l'utilisation du coefficient SAR.

Le SAR d'une eau, ou "sodium adsorption ratio" est la valeur du rapport $\frac{Na^+}{\sqrt{\frac{Ca^{++} + Mg^{++}}{2}}}$, les teneurs ioniques de l'eau étant exprimées en milliéquivalents par litre.

On admet (U.S. Salinity Laboratory, 1954) que la valeur de ce coefficient SAR traduit le pouvoir qu'a cette eau de provoquer une fixation de sodium sur le complexe adsorbant du sol avec lequel elle est en contact ("alcalisation" du sol). Il est donc concevable d'exprimer le degré d'alcalisation du sol en fonction des valeurs du SAR des solutions du sol. Différentes relations ont été proposées localement, à partir de l'étude de périmètres irrigués. Deux seront citées :

$$Na/T_{sol} \% = \frac{100 (-0,0126 + 0,01475 SAR)}{1 + (-0,0126 + 0,01475 SAR)} \quad (US. Salinity Laboratory, 1954)$$

$$\text{et } Na/T_{sol} \% = 0,988 SAR - 0,61 \quad (\text{Tunisie, CRUESI, 1970}).$$

Des formules plus complexes ont été récemment proposées par l'US. Salinity Laboratory et appliquées au cas des sols des polders de Bol (CHEVERRY, 1972).

TABLE DES MATIERES

Avant-Propos	
Sommaire	
Introduction.....	1

1ère PARTIE

<u>Les Polders et l'Héritage Sédimentaire</u>	5
<u>CHAPITRE I : Le milieu naturel des polders</u>	7
I. Le cadre géographique : le lac Tchad, les polders et les ouadis..	7
II. Le cadre climatique : le climat subaride régional	8
III. Les données géologiques : la séquence des sédiments récents ...	9
IV. Les données hydrologiques et hydrogéologiques	11
V. L'intervention des formations végétales	18
VI. L'action de l'homme : la poldérisation	22
VII. Conclusion	23
<u>CHAPITRE II : Les facteurs lithologiques : l'héritage sédimentaire..</u>	25
I. Introduction : la succession des niveaux sédimentaires	25
II. Les principaux constituants des sédiments : granulométrie, minéralogie, organisation	26
III. La composition chimique des sédiments	30
IV. L'étude complémentaire de deux problèmes	33
<u>CHAPITRE III : La modification du régime des eaux lors de la création du polder</u>	37
I. La lame de submersion	38
II. La nappe phréatique	42

2ème PARTIE

L'exposé pédologique des faits

<u>CHAPITRE IV : La première phase de la pédogénèse : la différenciation de sols avec une accumulation superficielle de carbonate de sodium. Etude du profil n° 1.....</u>	53
I. La morphologie du profil.....	53
II. Caractérisation analytique du profil	57

III. Le régime des eaux et des sels dans le profil n° 1	60
IV. Tentative de bilan géochimique des ions originellement dissous dans les eaux lacustres	63
V. Résumé de l'étude du profil n° 1. Variabilité dans l'espace des premiers caractères acquis par les sols.....	66
 <u>CHAPITRE V. La deuxième phase de la pédogénèse : le relais en surface du sol des accumulations de sels alcalins (Na_2CO_3) par des sels neutres (Na_2SO_4, CaSO_4). Etude du profil n° 2..</u>	
I. La mise en évidence du relais	69
II. L'étude du profil n° 2 en Aout 1970 : l'influence de la saison des pluies sur la modification du type de salure du sol.....	71
III. Les mécanismes du relais et l'intervention de la végétation...	75
IV. Résumé de l'étude du profil n° 2. Variabilité dans l'espace des modalités du relais	79
V. Conclusion synthétique aux chapitres IV et V : les premières étapes de la pédogénèse	81
 <u>CHAPITRE VI. La différenciation des sols par la voie " saline neutre " en relation avec la baisse du niveau de la nappe. Etude d'une séquence de sols du polder de GUINI.....</u>	
I. La nappe phréatique et l'évolution de ses caractères	84
II. L'étude d'un profil de la partie ouest et amont de la toposéquence (Profil n° 3).....	88
III. Les phénomènes d'accumulation saline dans la partie est de la séquence	103
IV. Synthèse : signification et déterminisme de la voie " saline neutre"	113
 <u>CHAPITRE VII. La différenciation des sols par la voie "alcaline". Evolution en cas de baisse du niveau de la nappe</u>	
I. La caractérisation des eaux des paysages marécageux	117
II. L'étude d'un sol de paysage marécageux. Etude du profil n°6....	119
III. L'évolution d'un sol à salant noir en cas de baisse du niveau de la nappe (Profil n° 7).....	125
IV. L'évolution des sols des paysages marécageux vers les sols des tronatières	127
V. Les sols des ouadis à trona	132
VI. L'étude particulière des deux transformations-clés de la voie "alcaline" : la sulfato-réduction et la dégradation de la structure	137
VII. Conclusions et interprétations sur les sols différenciés par la voie "alcaline".....	144
VIII. La classification des sols étudiés	148

3ème PARTIE

L'étude géochimique et les interprétations générales.

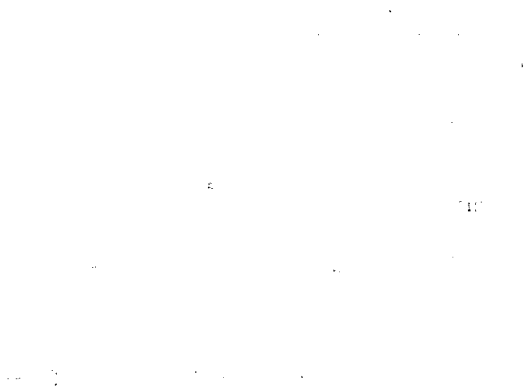
<u>CHAPITRE VIII.</u> Géochimie organique	155
I. Introduction	155
II. Les mécanismes de la formation de CO_2 , H_2S , CH_4 dans les sols de polders	155
III. La caractérisation de la matière organique des vases lacustres superficielles et des horizons de surface des sols de polders.	157
IV. Le cycle et le bilan du soufre dans les sols de polders	170
V. Eléments de géochimie isotopique	176
<u>CHAPITRE IX.</u> Géochimie minérale	183
I. L'utilisation d'un programme de calcul sur les eaux	183
II. La synthèse des données sur les alcalins et les alcalino-terreux dans les eaux et dans les sols	192
III. Données et interprétations complémentaires sur le fer, la silice et certains éléments mineurs	203
IV. La géochimie des argiles	208
<u>CHAPITRE X.</u> Interprétations générales	213
I. Les modalités d'intervention de la matière organique	215
II. Les toposéquences conçues comme des systèmes biogéodynamiques..	217
III. L'extension et l'utilisation de la notion de système biogéodynamique	222
L'interprétation biogéochimique générale	227
IV. Les cycles de la matière organique au fond de la cuvette tchadienne et leur signification	227
V. La différenciation géochimique du milieu lors de la pédogénèse et ses conséquences sur les paysages	230
Conclusions Générales	239
Bibliographie	247
Annexes	263

PLANCHE I

Microscopie optique sur lames minces de sols.

L'HÉRITAGE SÉDIMENTAIRE ;

1. L'aspect de la surface d'une vase récemment exondée : diatomées, quartz, organoreliques à orientation horizontale dominante. Lumière naturelle ; grossissement : 32.
2. Détail de la surface. Lumière naturelle ; grossissement : 125.

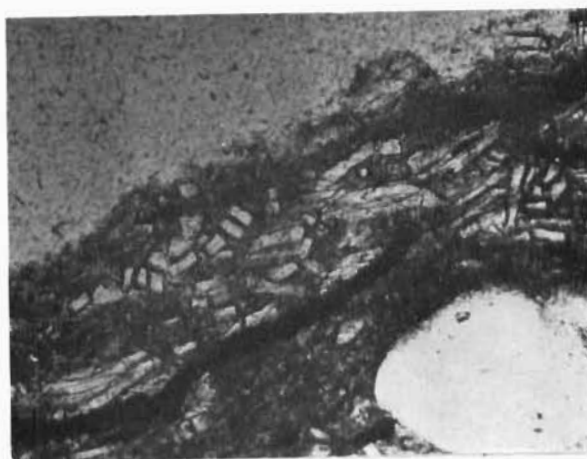


LES PREMIÈRES ORGANISATIONS PÉDOLOGIQUES

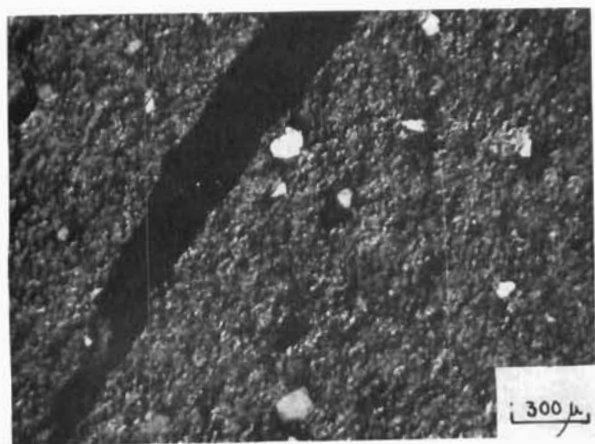
3. Assemblage plasmique du matériau « argile structurée » : orientation parallèle préférentielle (« unistrial fabric »). Lumière polarisée ; grossissement : 45.
4. Pédocompaction : orientation référée des organoreliques du sédiment en auréoles concentriques autour d'un tube racinaire. Lumière naturelle ; grossissement : 80.
6. Un trait pédologique : un ferrane (cutane de vide). Lumière naturelle ; grossissement : 80.
5. Pédocompaction : autour du même tube racinaire que celui de la photographie n° 4, réorientation du fonds matriciel (« stress-cutanes »). Lumière polarisée ; grossissement : 80.



1



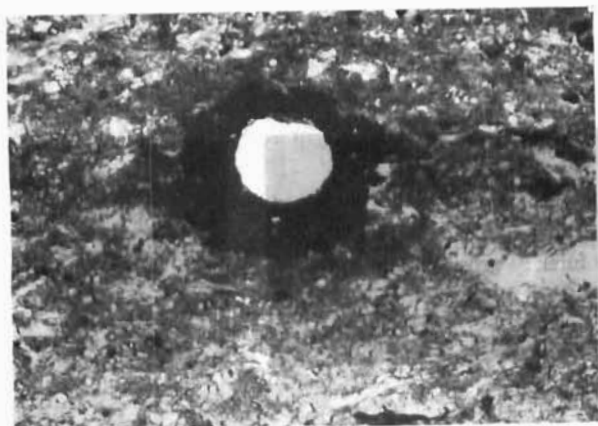
2



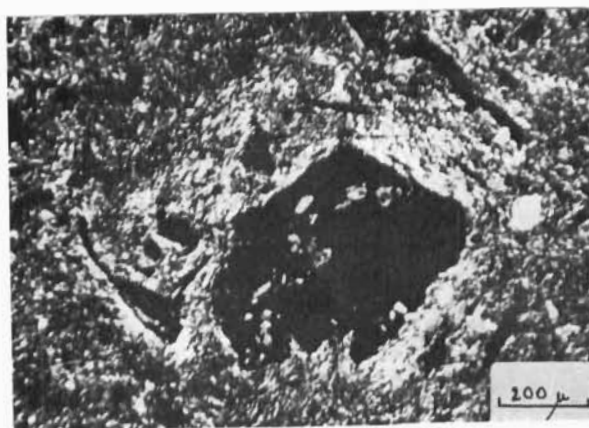
3



4



6



5

PLANCHE II

Microscopie optique sur lames minces de sols.

L'ÉVOLUTION PARTICULIÈRE DE L'HÉRITAGE ORGANIQUE

1. Contours flous des organoreliques en milieu très alcalin. Lumière naturelle ; grossissement : 625.
2. Contours nets des organoreliques en milieu salin. Lumière naturelle ; grossissement : 325.

L'HABITUS ET LA CHRONOLOGIE DE CERTAINES ACCUMULATIONS SALINES

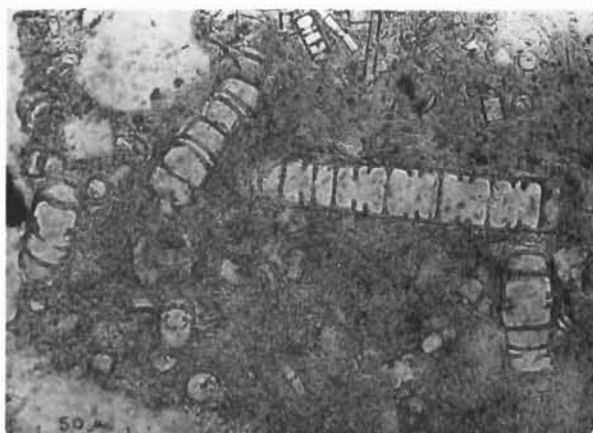
3. Pellicule de cristaux blancs de carbonates en surface du sédiment ; aspect cristique du fond. 1^o phase de l'accumulation saline, avant la diffusion de matière organique solubilisée. Lumière polarisée ; grossissement : 125.
4. Relais des accumulations alcalines (carbonates) par des accumulations salines (sulfates). Sur la bordure d'un ped, trois cavités, dont celle du milieu est occupée par des carbonates et les deux extérieures par du sulfate de sodium. Lumière naturelle ; grossissement : 125.

5. Même photographie en lumière polarisée.

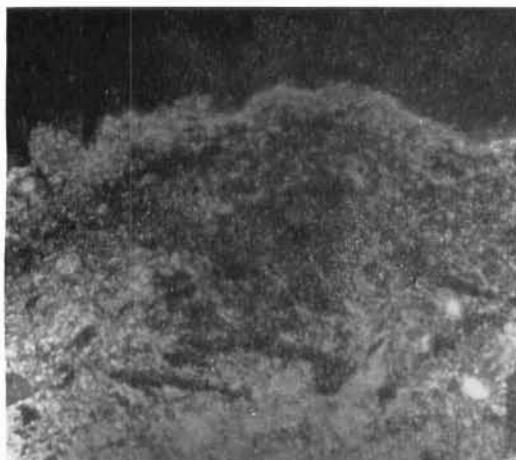
Deux modes de cristallisation du gypse : a) en aiguilles lamellaires dans une cavité ; b) en trois fins cristallins dans le pore lui-même. La microsonde a permis de vérifier qu'il s'agit bien dans les 2 cas de SO_4 et de Ca.



1



2



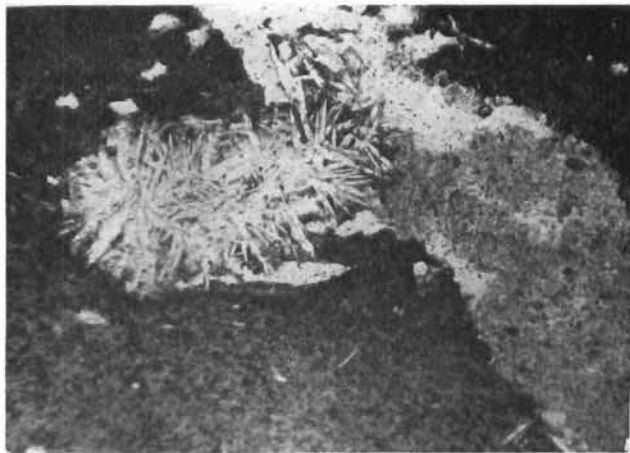
3



4



5



6

*Microscopie électronique à balayage **

L'HÉRITAGE SÉDIMENTAIRE

1. *Test de diatomée* ne présentant pas de marques de dissolution.
A la base de ce test, les phyllites argileuses sont orientées
parallèlement à sa surface.

× 5 600

2. *Arrangement unistrié* du plasma argileux (à gauche de la
diatomée). L'orientation parallèle des phyllites argileuses est
modifiée au contact du test de diatomée : l'assemblage devient
squelsepique.

× 2 250

L'ACCUMULATION MICROCRISTALLINE DE JAROSITE

3. A un grossissement double de celui d'un microscope optique,
de fines *microcristallisations* apparaissent à la surface d'un
quartz (de couleur noire).

× 2 400

4. A fort grossissement on décèle la forme cubique de ces micro-
cristaux. Leur microprélèvement et leur détermination aux
rayons X permettent d'identifier la *jarosite*.

× 12 000

LE SALANT NOIR

5. Détails du « salant noir » : une matière organique amorphe,
goudronneuse enrobant des cristaux salins de carbonates.

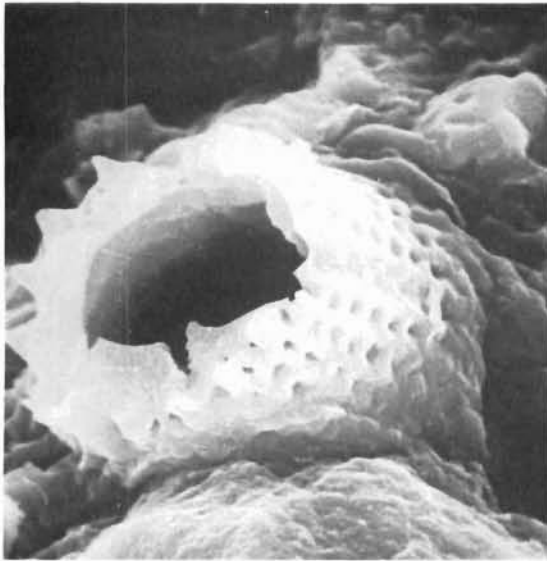
× 1 300

LE GYPSE

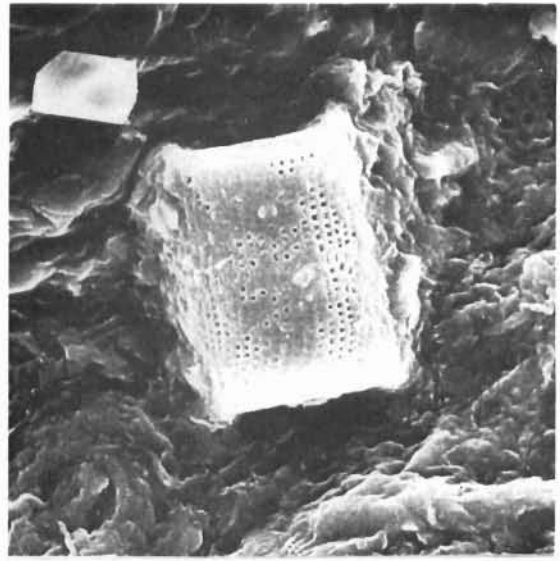
6. Cristaux de gypse naissant.

× 220

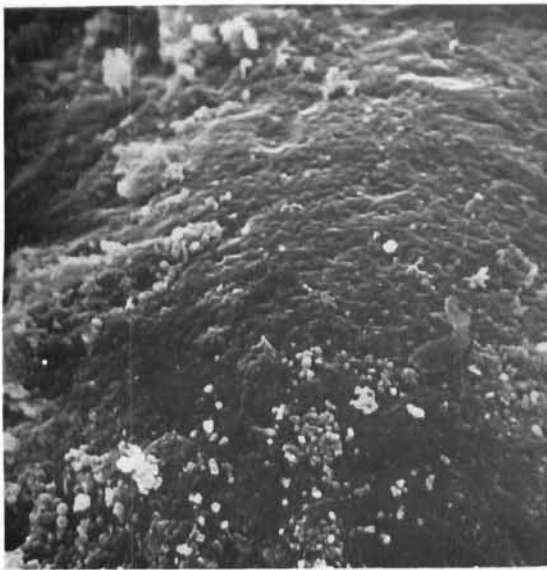
* Photographies prises grâce à l'obligeance du Prof. LENEUF et de M. BEHR, Université de Dijon.



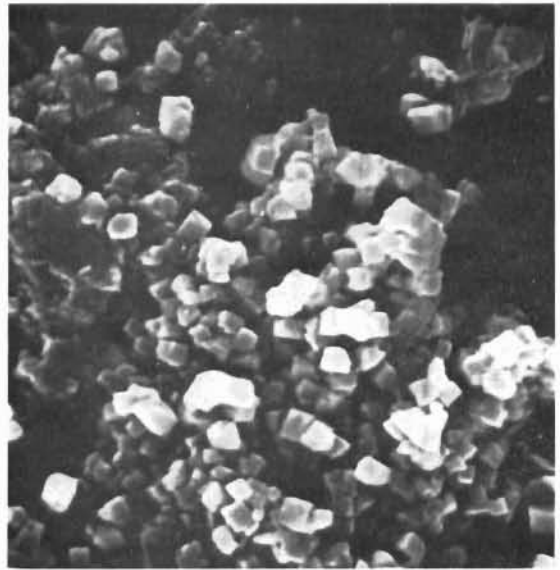
1



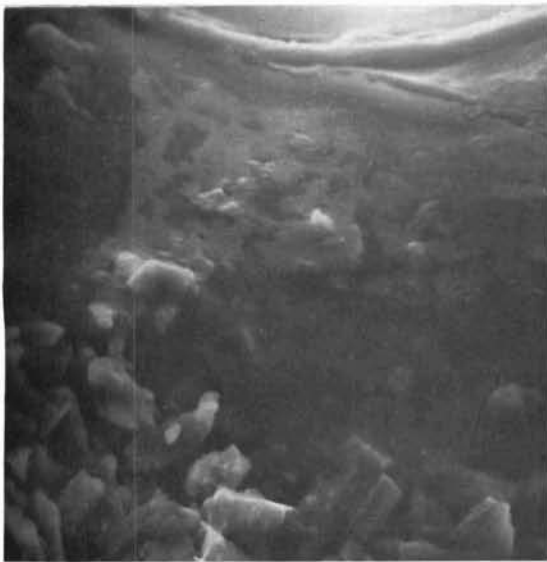
2



3



4



5



6

PLANCHE IV.

LA MISE EN EVIDENCE DE DEUX MODES DE JUXTAPOSITION DES SELS
 CaSO_4 et NaCl A L'AIDE DU MICROSCOPE ELECTRONIQUE A BALAYAGE ET DE LA
MICROSONDE DE CASTAING.*

A. La juxtaposition concentrique des deux sels en bordure d'un micro-agrégat salin.

Les photographies n° 1 à 5 concernent la même plage d'une lame mince de sol. Il s'agit de la bordure d'un amas salin de 1 mm de diamètre, situé dans la porosité ouverte de l'échantillon. Celui-ci a été prélevé en surface d'un sol différencié par la voie "saline neutre". Le grossissement est de 300. La photographie n° 1 est la vue au microscope à balayage. L'amas salin occupe la partie gauche et haute de la photographie. Il est délimité par un liseré légèrement en relief. L'amas salin lui-même est constitué de sulfate de calcium (photo. n° 2 : dosage du Ca et photo. n° 3 : dosage du S à la microsonde). En revanche, le liseré ne contient ni Ca, ni S, mais Cl (photo. n° 4) et Na (photo. n° 5).

La microsonde prouve donc la juxtaposition en bordure de l'amas salin de deux sels : le gypse, qui occupe la majeure partie de l'amas et a précipité le premier, et le chlorure de sodium qui se localise à un liseré de 20 microns de large, à la limite de l'amas et qui a précipité le dernier. Ce mode de juxtaposition présente une analogie avec celui observé dans les marais salants. L'échelle des phénomènes varie.

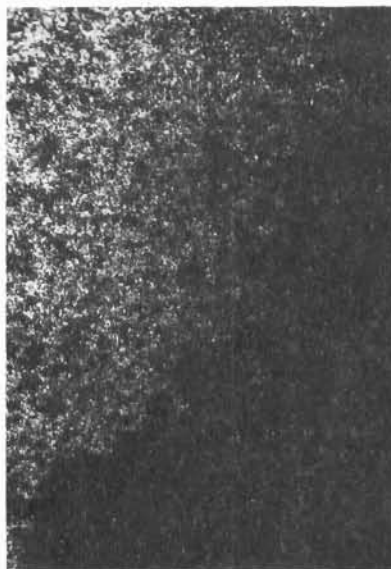
B. Un autre mode de juxtaposition des deux sels, au contact direct du plasma argileux.

Sur la même lame mince de sol, mais au contact immédiat du plasma argileux et non plus dans la porosité ouverte, on observe un fin plaquage salin. Le grossissement est de 300. La photo. n° 6 est la vue au microscope à balayage. Les photos n° 7 et 8 (respectivement Ca et S à la microsonde) montrent que les parties en relief de la photo. n° 6 correspondent principalement à du gypse. Ce gypse constitue des cristaux en forme de losanges de 60 microns de longueur, qui étaient déjà décelables sur la lame mince. Le gypse au contact du plasma argileux est mieux cristallisé que celui de la porosité ouverte. D'autres photos à la microsonde (non présentées ici) révèlent qu'une partie des creux laissés par le gypse correspond à des chlorures. Les chlorures précipitent ici en fonction du relief déterminé par le premier sel qui a précipité.

* Photographies prises à l'Institut de Géologie de Strasbourg, grâce à l'obligeance du Professeur MILLOT et de Mesdemoiselles PAQUET et PETERSCHMITT.



1



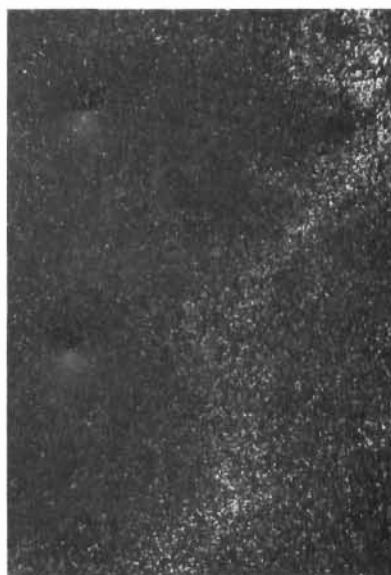
2



3



4



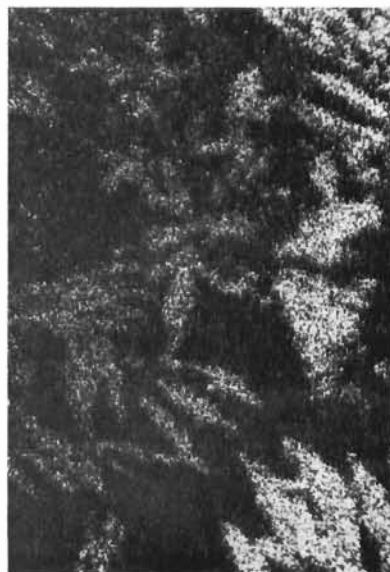
5



6



7



8

PLANCHE V.

1. Vue aérienne de la région de BOL. Au premier plan, un bras du lac transformé en polder. Au second plan, ilôts de papyrus dans un autre bras du lac.

3. Eléments structuraux prismatiques prélevés dans un sol de la voie "saline neutre" au niveau des "argiles structurées".

5. Le relais des accumulations alcalines par des accumulations de sels neutres. Sur le bloc isolé en surface du sol, noter le salant blanc (sulfates), immédiatement sous-jacent au salant noir superficiel.

2. Un profil de sol, en bas de pente dunaire. La succession des niveaux sédimentaires est, de la base vers le haut : - "l'argile structurée" ;
- le niveau de "carbonatation ancienne";
- le "matériau superficiel".

4. Accumulation superficielle de salant noir dans un sol différencié par la voie "alcaline".

6. Aspect de surface d'un sol de vieux polder différencié par la voie "alcaline". Dégradation de la structure ; rupture des remontées capillaires.



1



2



3



4



5



6